НАЦИОНАЛЬНАЯ АКАДЕМИЯ НАУК БЕЛАРУСИ
Институт геологических наук

ГЕОЛОГИЯ БЕЛАРУСИ

Под редакцией
А.С. Махнача, Р.Г. Гарецкого, А.В. Матвеева и др.

Минск
2001

УДК 55(476)

ГЕОЛОГИЯ БЕЛАРУСИ / А.С. Махнач, Р.Г. Гарецкий, А.В. Матвеев и др. — Мн.: Институт геологических наук НАН Беларуси, 2001. 815 с. - ISBN 985-6117-56-9.

В монографии проанализированы и обобщены результаты геологических исследований, полученные за последние 25—30 лет. В ней рассмотрены следующие вопросы: история геологического изучения, стратиграфия и петрография кристаллического фундамента, стратиграфия и литология платформенного чехла (верхний протерозой, палеозой, мезозой и кайнозой), магматизм и метаморфизм в раннем докембрии, платформенный магматизм, тектоника, история тектонического развития, гидрогеология, геоморфология, коры выветривания, постседиментационные геологические процессы, охрана геологической среды.

Монография рассчитана на широкий круг геологов, специалистов наук о Земле, а также преподавателей и студентов вузов.

Табл. 56. Ил. 224. Библиогр.: 1637 названий.

ISBN 985-6117-56-9

ВВЕДЕНИЕ

Геологические исследования на территории Беларуси начаты в середине XVIII века. Однако на протяжении многих десятилетий они носили случайный характер. Тем не менее, некоторые из них имели важное значение для дальнейшего развития геологии Беларуси.

В 1920—1941 гг. исследования недр Беларуси были расширены и углублены. В это время получены новые сведения о кристаллическом фундаменте, стратиграфии платформенного чехла, тектонике, гидрогеологии, начаты геофизические измерения, на значительной части территории проведены мелко- и среднемасштабные геологосъемочные работы. Пробурена первая глубокая (свыше 1000 м) скважина у д. Давыдовка, которая на глубине 843 м вскрыла соленосную толщу. Выполнен большой объем поисковых и поисково-разведочных работ. Издана геологическая карта масштаба 1 : 1 000 000.

Уже в первые послевоенные годы геологические исследования на территории Беларуси приобрели плановерный характер. Было завершено обобщение накопившегося в довоенное время фактического материала. В результате в 1947 г. была издана подготовленная геологами Белорусского геологического управления и Института геологических наук Академии наук Беларуси "Геология СССР. Т. III. Белорусская ССР". В основу геологических исследований в послевоенные годы были положены материалы глубокого бурения, геологической съемки, геолого-поисковых и геологоразведочных работ, геофизических исследований, комплексной обработки керна. При изучении недр республики широко применялись современные методы исследований. В результате был повышен уровень всех геологических работ, получены новые данные по геологии Беларуси.

Результаты геологических исследований, полученные в 1946—1970 гг., обобщены в монографии "Геология СССР. Т. III. Белорусская ССР" ("Геологическое описание" издано в 1971 г.; "Полезные ископаемые" — в 1977 г.). В первой книге этого капитального труда, подготовленного Управлением геологии БССР при активном участии Института геологических наук АН БССР, детально освещены вопросы истории геологического изучения, стратиграфии и литологии, магматизма и метаморфизма, тектоники, геоморфологии, геологической истории; во второй — рассмотрены полезные ископаемые. К тому приложены геологическая карта дочетвертичных отложений масштаба 1 : 1 000 000, геологическая карта четвертичных отложений масштаба 1 : 1 000 000, схема размещения месторождений и проявлений полезных ископаемых.

В последующие 25—30 лет после выхода в свет "Геологии СССР. Т. III. Белорусская ССР" геологические исследования на территории республики развивались особенно интенсивно. Составлены унифицированные стратиграфические схемы Беларуси от архея — нижнего протерозоя (кристаллический фундамент) до антропогена включительно, создан атлас геологических карт территории Беларуси, опубликовано большое количество научных работ, в том числе десятки крупных монографий по различным направлениям геологии. Получены принципиально новые данные о кристаллическом фундаменте, стратиграфии и литологии платформенного чехла, тектонике, геофизике, гидрогеологии, литогидрогеохимии, геотермии, экогеологии. Составлен прогноз недр Беларуси на полезные ископаемые. Завершены геологосъемочные работы масштаба 1 : 200 000. Определены задачи дальнейшего углубленного изучения геологии, расширения и укрепления минерально-сырьевой базы республики. Это особенно важно в настоящее время, в условиях, когда Беларусь стала самостоятельным государством. Анализ этих и других материалов показал, что возникла острая необходимость в

создании новой обобщающей работы по геологии и полезным ископаемым Беларуси.

В связи с этим Производственное объединение "Белгеология" и Институт геологических наук НАН Беларуси приняли решение подготовить к печати монографию "Геология и полезные ископаемые Беларуси" в двух книгах: "Геология Беларуси" (ответственный — Институт геологических наук), "Полезные ископаемые Беларуси" (ПО "Белгеология" и БелНИГРИ). Первая книга и предлагается читателю. Приведенный в ней новый фактический материал и сделанные на его основе выводы будут иметь большое значение для дальнейшего изучения геологического строения, расширения и укрепления минерально-сырьевой базы Беларуси и смежных районов.

Написание и подготовка к печати монографии "Геология Беларуси" выполнены коллективом авторов Института геологических наук НАН Беларуси и частично БелНИГРИ под руководством А.С. Махнача, Р.Г. Гарецкого и А.В. Матвеева. Авторы монографии: В.И. Абраменко, Л.Ф. Ажгиревич, Р.Е. Айзберг, Н.В. Аксаментова, Я.И. Аношко, А.А. Архипова, В.Н. Астапенко, А.Ф. Бурлак, Ф.Ю. Величкевич, Н.В. Веретенников, В.Ф. Винокуров, Р.Г. Гарецкий, В.К. Голубцов, Л.Ф. Гулис, Г.В. Дерюго, В.П. Зерницкая, Г.В. Зиновенко, Г.И. Илькевич, М.С. Капора, А.К. Карабанов, И.В. Климович, А.М. Ковхуто, В.Я. Коженов, В.С. Конищев, В.П. Корзун, С.А. Кручек, А.В. Кудельский, Р.И. Левицкая, Э.А. Левков, Н.Н. Левых, Г.И. Литвинюк, А.В. Матвеев, А.А. Махнач, А.С. Махнач, Н.А. Махнач, Н.Д. Михайлов, К.Н. Монкевич, Л.И. Мурашко, В.И. Назаров, И.В. Найденков, Л.А. Нечипоренко, Т.Г. Обуховская, А.М. Пап, В.И. Пашкевич, Л.В. Пискун, В.И. Пушкин, Т.Б. Рылова, А.Ф. Санько, Г.Д. Стрельцова, В.И. Толстошеев, Г.К. Хурсевич, В.И. Шкуратов, В.М. Шиманович, Т.В. Якубовская.

Глава 1

ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИЗУЧЕНИЯ

При написании настоящей главы использованы многочисленные литературные источники, в которых отражена история геологического изучения территории Беларуси. Наиболее крупные из них: А.С. Махнач, А.Я. Стефаненко, М.М. Цапенко, М.Ф. Козлов (1957), К.И. Лукашев, А.Н. Авксентьев, А.В. Фурсенко, А.С. Махнач (1967), К.Е. Дунаева, М.С. Кичкина (Геология СССР. Т. III, Белорусская ССР, 1971), История геологических наук в Белорусской ССР (1978), Г.В. Богомолов (1979), К.И. Лукашев, В.А. Кузнецов (1979), Ж.П. Хотько (1979), История геологического изучения территории Белоруссии (1988), Геология Белоруссии (1988), Р.Г. Гарецкий, Э.А. Левков (1993), Р.Г. Гарецкий, Г.И. Каратаев, А.С. Махнач, А.В. Матвеев (1994). Из указанных работ наиболее полный материал по истории геологических исследований Беларуси по состоянию на 1978 г. содержится в монографии "История геологических наук в Белорусской ССР" (1978). В ней показано становление и развитие геологической науки и практики в Беларуси, начиная от первых геологических исследований. Детально охарактеризованы основные этапы развития палеонтологии, стратиграфии, тектоники, литологии, палеогеографии, геохимии, геофизики, гидрогеологии, геотермии, инженерной геологии, возникших в Беларуси по существу в начале 30-х годов XX века. Раскрыта роль геологических научных, производственных организаций и учебных заведений в развитии наук о Земле.

В истории геологического изучения территории Беларуси нами условно выделено три периода: 1. Середина XVIII — начало XX вв.; 2. Довоенный (1920—1941 гг.); 3. Послевоенный (1945—2000 гг.).

Середина XVIII — начало XX вв.

Геологические исследования территории Беларуси начаты в середине XVIII века. Однако, на протяжении многих десятилетий они носили случайный характер. И только с 1882 г., когда в России был создан Геологический комитет, на территории Беларуси начала проводиться десятиверстная геологическая съемка, которая осталась незавершенной. Геологические исследования в начале XX в. были связаны, в основном, с работами по водообеспечению железнодорожных станций и населенных пунктов, с мелиоративными работами, которые проводились в незначительных объемах. В связи со слабым развитием бурения, ограниченными техническими возможностями геологическое изучение территории затрагивало преимущественно поверхностные четвертичные отложения. О коренных породах было известно очень мало. Достаточно сказать, что до 20-х годов нашего столетия только одна скважина на территории Беларуси (г. Минск) была доведена до глубины 281 м.

Несмотря на это, некоторые исследования того времени имели важное значение для дальнейшего развития геологии Беларуси. Это относится, в первую очередь, к работам А.П. Карпинского, Г.П. Гельмерсена, П.Я. Армашевского, М.А. Антоновича, П.Н. Венюкова, П.А. Тутковского, Е.В. Оппокова, А.Н. Карножицкого, А.Б. Миссуна, И.Ф. Синцова и др. В результате на территории Беларуси были установлены и описаны в отдельных пунктах девонские, меловые, третичные отложения, изучены четвертичные, среди которых были выделены ледниковые и межледниковые горизонты.

Важное значение имели исследования геологической экспедиции Российской академии наук 1842—1845 гг., возглавляемые Р. Мурчисоном, Э. Вернейлем, А. Кейзерлингом. По результатам работ экспедиции Р. Мурчисон и Г.П. Гельмерсен составили геологическую карту Европейской России, на которой на территории Беларуси были показаны выходы девонских, меловых и третичных пород.

Ценные исследования по изучению верхнедевонских доломитовых отложений северо-западной части Беларуси и смежных районов выполнили Ю.Г. Блазиус (1844), Р. Мурчисон, Э. Вернейль, А. Кейзерлинг (1849), Г.П. Гельмерсен (1856_1), М.А. Антонович (1873), Ф.Н. Чернышев (1884), П.Н. Венюков (1886). Ю.Г. Блазиус описал выходы на поверхность девонских доломитов по Днепру в районе Орши и по Западной Двине выше Витебска. Р. Мурчисон, Э. Вернейль и А. Кейзерлинг считали, что девонские красные песчаники из Курляндии и Лифляндии простираются на юго-восток через

Витебск, а доломиты у Орши рассматривали как продолжение девонских отложений Центрального девонского поля. Г.П. Гельмерсен посетил район Орши и прошел маршрутом по Западной Двине от Велижа до Риги. Доломиты в районах Орши и Витебска он считал одновозрастными образованиями. М.А. Антонович детально описал выходы девонских доломитов по Западной Двине выше Витебска. В обнажениях доломитов и содержащихся в них кремневых конкрециях он собрал богатую ископаемую фауну, на основании которой отнес содержащие ее доломиты к среднему девону. П.Н. Венюков в своих сводных работах по девону Русской платформы расчленил девонские отложения Главного и Центрального девонских полей на три яруса: нижний — песчаниковый, средний — известняково-доломитовый и верхний — песчаниковый. Нижние два яруса он относил к среднему девону, а третий — к верхнему. Средний — известняково-доломитовый ярус был разделен им по фауне на 4 горизонта. Витебские доломиты он относил к третьему горизонту известняково-доломитового яруса Главного девонского поля и сопоставлял их с евлановскими и воронежскими слоями Центрального девонского поля.

Существенный вклад в познание геологии Европейской России, в том числе и Беларуси, внес А.П.Карпинский (1892, 1907, 1919, 1939). В своих работах по палеогеографии и тектонике он развивал представление о широком распространении древнепалеозойских отложений на Русской платформе. В 1892 г. впервые описал кембро-силурийские отложения у д. Рованичи Игуменского уезда (ныне Червенский район) Минской губернии и считал, что они находятся в коренном залегании. В 1907 г. А.П. Карпинский обобщил материалы по буровым скважинам Полесья. Отмечал, что отложения, вскрытые в Пинске, Парахонске и др., относятся к девону. В 1915 г. он изучил образцы из палеозойских отложений района Минска, присланные ему Е.В. Оппоковым, и пришел к выводу, что Минская скважина углубилась, по-видимому, в девонские породы (Тутковский, 1916). При этом он отмечал, что присланные образцы пород при полном отсутствии всяких следов органических остатков не дают прочных оснований для стратиграфических выводов. В то же время А.П. Карпинский (1892) допускал, что в некоторых районах Беларуси (Лунинец) встречены палеозойские отложения более древние, чем девон.

Е.В. Оппоков, П.А. Тутковский (1916) в первых своих работах выделяли проблематичный палеозой в некоторых буровых скважинах Полесья. На основании заключения А.П. Карпинского, Е.В. Оппоков (1916) отнес к девону как карбонатную, так и песчаниковую толщи района Минска, сопоставив последнюю из них с соответствующими отложениями Ганцевичей, Пинска, Парахонска, Немовичей, Маневичей и др. П.А. Тутковский (1916) выделил в палеозойских отложениях района Минска два яруса (песчаниковый и известняковый), возраст которых он считал среднедевонским.

В 1915 г. П.А. Тутковский показал широкое распространение на территории Беларуси третичных отложений, выделив в их составе бучакский, киевский, харьковский, полтавский ярусы и ярус пестроцветных глин.

В начале XX в. были высказаны оригинальные взгляды на тектонику территории Беларуси. Так, в 1906 г. Е.В. Оппоков указал на продолжение Украинской меловой мульды в область Припятского Полесья, а в 1916 г. высказал идею о Полесском девонском вале. В дальнейшем эта идея получила более полное развитие в работах А.М. Жирмунского (1919, 1930), Д.Н. Соболева (1924), Е.В. Оппокова (1926) и др. Представление о девонских валах в течение многих лет было общепризнанным. И только в 1948—1949 гг., когда возраст красноцветных терригенных толщ Беларуси был определен как додевонский, отпала гипотеза о девонских валах.

Довоенный период (1920—1941 гг.)

Второй период в истории геологических исследований территории Беларуси охватывает около 20-ти довоенных лет — от создания Института белорусской культуры (Инбелкульт, 1922 г.) до начала Великой Отечественной войны (1941 г.). В это время геологические исследования выполняли геологические ячейки Инбелкульта; Институт геологии, созданный в 1927 г., который в 1927—1928 гг. входил в состав Инбелкульта, а с 1929 г. — в состав Академии наук БССР; Белорусское геологическое управление; частично Комиссия по изучению природно-производительных сил (КППС) при Госплане БССР; Горный отдел ВСНХ БССР; Белгосуниверситет; Белорусская сельскохозяйственная академия (г. Горки), геологические организации Москвы и Ленинграда.

Организация и проведение геологических исследований в Инбелкульте в значительной степени были обусловлены его структурой. В начале эти работы координировались КППС при Госплане БССР. В 1924 г. в составе Инбелкульта была утверждена наряду с другими природная секция, через год организована природоведческая секция (председатель И.П. Караневский, заместитель М.А. Громыко) с геолого-почвенной подсекцией, а КППС из Госплана передана Инбелкульту. Деятельность комиссии возглавил Н.Ф. Блиодухо. Вместе с ним вопросами геологии занимались Ф.В. Лунгерсгаузен, Б.К. Терлецкий и др. При геолого-почвенной подсекции были созданы Минская, Могилевская и Витебская геологические партии. Их возглавили Б.К. Терлецкий, Н.Ф. Блиодухо, Ф.В. Лунгерсгаузен. 1 октября 1927 г. на базе геологических ячеек Инбелкульта был создан Институт геологии (директор Н.Ф. Блиодухо) с

двумя подсекциями — региональной и прикладной. Детальный анализ геологических исследований территории Беларуси, выполненный в Инбелкульте, приведен в статье Р.Г. Гарецкого и Э.А. Левкова (Инбелкульт, 1993).

В довоенный период геологические исследования были связаны с поисками полезных ископаемых, водоснабжением населенных пунктов, мелиорацией отдельных территорий. Большой вклад в региональное изучение территории республики был внесен в результате проведения мелкомасштабных съемок в ее южной части. С 1928 г. проводились среднемасштабные геологосъемочные работы. Как и в более ранний период, при съемке изучались, главным образом, четвертичные отложения. Дочетвертичные образования исследовались на участках их выхода по долинам Днепра, Западной Двины и их притоков. До 1938 г. эти работы выполнял Институт геологии и гидрогеологии Академии наук БССР (А.В. Красовский, Н.Е. Ковалев, Н.С. Тараймович, В.И. Маевский, М.М. Цапенко, С.М. Булыга, Е.Н. Гиммельштейн, П.А. Леонович и др.), а с 1938 г. — Белорусское геологическое управление (Н.Ф. Денисюк, Е.Н. Гиммельштейн, П.А. Леонович и др.). В этот период была заснята большая площадь в центральной и юго-восточной областях республики.

Были получены первые сведения о кристаллическом фундаменте Беларуси. Изучением известных в то время выходов на поверхность пород докембрия в районе д. Глушкевичи Лельчицкого района занимались Н.Ф. Блиодухо (1952), П.А. Тутковский (1925), А.М. Розин, Н.С. Тараймович. Было доказано,что на площади 350—400 кв. км обнажены или залегают на небольшой глубине граниты фундамента. Д.Н. Соболев (1924) привел первые данные о породах кристаллического фундамента, вскрытых бурением в районе деревень Бобовня и Конюхи. З.А. Суйковский описал в 1927 г. породы фундамента в районе Микашевичей. Несколько позже фундамент был вскрыт буровой скважиной в г. Лида.

Н.Е. Ковалев, Б.К. Терлецкий и др. высказали сомнение в коренном залегании выхода кембро-силура в районе Рованичей Червенского района Минской области. Его гляцигенная природа была окончательно доказана только в послевоенные годы (Махнач, 1955).

Девонские отложения территории Беларуси изучали в довоенное время А.А. Алейников, Н.Ф. Блиодухо, Г.В. Богомолов, Е.Н. Гиммельштейн, А.М. Жирмунский, А.Г. Зайцев, Ф.В. Лунгерсгаузен, В.И. Маевский, Г.Ф. Мирчинк, Е.В. Оппоков, Б.К. Терлецкий, П.А. Тутковский. А.М. Жирмунский в 1927 г. опубликовал работу по подземным водам Западного края, содержащую литературные данные и материалы по буровым скважинам Смоленской, Витебской и Могилевской губерний, часть из которых вскрыли палеозойские отложения. Ф.В. Лунгерсгаузен в 1930 г. обнаружил и описал выходы отложений девона по р. Сарьянке, которые, как и доломиты Орши и Витебска, отнес к среднему девону. В 1928—1935 гг. изучением палеозойских отложений Минска и других районов занимался Н.Ф. Блиодухо, который, как и П.А. Тутковский, выделил здесь песчаниковый (нижний) и известняковый (верхний) ярусы. Песчаниковый ярус он отнес к среднему девону, а известняковый — к среднему и верхнему девону. По мнению Н.Ф. Блиодухо, породы известнякового яруса центральной части Беларуси (Минск и др.) одновозрастны с доломитами Орши и Витебска. В 1933 г. А.А. Алейников отнес сарьянские доломиты и залегающие ниже их голубоватые глины к франскому ярусу верхнего девона. В.И. Маевский в 1937 г., основываясь на работах Д.В. Наливкина, относил известняково-доломитовые породы района Витебска к верхнему девону, а подстилающую их песчано-глинистую толщу — к среднему. А.Г. Зайцев (1939) считал, что карбонатная толща центральной части БССР более древняя (среднедевонская), чем известняково-доломитовая толща (верхний девон) северо-восточной части (Орша, Витебск, Городок). Решающее значение для уточнения возраста известняковой толщи девона Беларуси имели исследования Д.В. Наливкина (1925), который провел ревизию брахиопод группы *Spirifer anossofi Vern.* и доказал, что известняково-доломитовый ярус Главного девонского поля П.Н. Венюкова имеет не среднедевонский, а позднедевонский (франский) возраст.

Таким образом, в довоенный период девонские отложения Беларуси расчленяли на два яруса: нижний — песчаниковый и верхний — известняково-доломитовый, причем первый относили к среднему девону, второй — к верхнему. Только А.Г. Зайцев относил доломиты Минска к среднему девону.

Изучению палеозойских отложений в довоенное время препятствовало отсутствие глубокого бурения. Результатом недостаточного знания геологического строения территории республики явилось широко распространенное мнение об отсутствии на территории Беларуси докембрийских, кембрийских, ордовикских, силурийских, каменноугольных, пермских и триасовых отложений. Все исследователи безоговорочно считали, что красноцветные отложения, залегающие на кристаллическом фундаменте и ныне определяемые как рифейские и вендские, относятся к девону.

В результате исследований А.М. Жирмунского (1919, 1930), Н.Ф. Блиодухо (1952) и др. было высказано мнение о приуроченности юрских отложений к юго-восточной и юго-западной частям Беларуси. Все исследователи известные в то время юрские отложения Беларуси относили к келловейскому и оксфордскому ярусам верхнего отдела. Между тем, Н.Ф. Блиодухо допускал, что на юго-востоке республики, по аналогии с Днепровско-Донецкой впадиной Украины, могут быть распрос-

транены и отложения средней юры, что было подтверждено в послевоенные годы глубоким бурением в Припятском прогибе. Подтвердилось также мнение, что юрские бассейны Западной и Восточной Европы соединялись между собой через территорию Беларуси.

В 1920—1941 гг. были выполнены значительные работы по изучению меловых отложений Беларуси (Г.Ф. Мирчинк, Н.Ф. Блиодухо, М.М. Цапенко, Н.Е. Ковалев, С.С. Маляревич, Б. Галицкий, З. Суйковский). Г.Ф. Мирчинк (1918—1933 гг.) составил первую стратиграфическую схему меловых отложений Беларуси. Он выделил и палеонтологически охарактеризовал различные ярусы меловой толщи — от туронского до маастрихтского. Он же изучил фосфоритоносные отложения юго-востока Беларуси и высказал мнение, что меловая толща подстилается кварцево-глауконитовыми песками сеномана. Сеноманский возраст песков был подтвержден позже находками ископаемой фауны в скважинах Минска (Н.Ф. Блиодухо), Кобрина и других пунктов (Я. Левинский, Я. Самсонович, З. Суйковский, М.М. Цапенко и др.). В 1934—1935 гг. М.М. Цапенко, изучая меловые отложения в пределах 29-го листа общей десятиверстной геологической карты Европейской части СССР, на основании исследованной ею микрофауны выделила в разрезах скважин отложения сеноманского, туронского и коньякского ярусов. В 1936 г. М.М. Цапенко изучила меловые отложения в более южных районах Беларуси (Чечерском, Кормянском, Светиловичском), в результате чего были фаунистически доказаны отложения сеномана, турона, коньяка, кампана и маастрихта. Меловые отложения восточной части Беларуси (Мстиславский район и др.) и смежных районов Смоленской области изучал Н.Ф. Блиодухо, а Б.К. Терлецкий — многочисленные ледниковые отторженцы меловых пород центральной части республики (Фаниполь, Дягильно, Буда Гресская, район Бобруйска и др.).

Многие буровые скважины вскрывали на территории Беларуси палеоген-неогеновые отложения, в составе которых выделены бучакский, киевский, харьковский и полтавский ярусы и ярус пестроцветных глин. Результаты их изучения содержатся в работах Н.Ф. Блиодухо (1952), Н.Ф. Денисюка (1936), А.Г. Зайцева (1939), А.В. Красовского (1932, 1936), Г.Ф. Мирчинка (1918—1933) и др.

В этот период уделено большое внимание четвертичным отложениям Беларуси. Их изучением на протяжении многих лет, начиная с 1918 г., занимался Г.Ф. Мирчинк (1929, 1930, 1933, 1940). Он разработал схему стратиграфии этих отложений, согласно которой на территории Беларуси выделены моренные образования миндельского, рисского и вюрмского оледенений и разделяющие их межледниковые породы. Схема Г.Ф. Мирчинка получила широкое применение при геологосъемочных и других работах. Ф.В. Лунгерсгаузен в четвертичной толще выделял вслед за Г.Ф. Мирчинком также три ледниковых горизонта — миндельский, рисский и вюрмский. Были и другие взгляды на строение четвертичных отложений. Так, А.М. Жирмунский отрицал миндельскую морену на территории Беларуси. Такой же точки зрения придерживался и А.А. Алейников. И.В. Даниловский в 1931 г. считал, что в бассейне р. Ловать можно выделить четыре морены — миндельскую, рисскую и две вюрмские. В 1933 г. четыре комплекса ледниковых отложений в Беларуси выделяла и М.М. Цапенко. В 1939 г. С.С. Маляревич и М.М. Цапенко составили первую карту четвертичных отложений восточных областей Беларуси в масштабе 1 : 1 500 000. Эта карта в 1940 г. была переработана М.М. Цапенко в масштабе 1 : 1 000 000. Изучением межледниковых отложений Беларуси и их флоры занимался В.С. Доктуровский (1934). Новые данные о четвертичных отложениях были получены при геологической съемке 16, 28 и 14 листов десятиверстной карты, которую выполнили в 1919—1930 гг. П.А. Тутковский, А.М. Жирмунский, Г.Ф. Мирчинк при участии В.Н. Сакса.

Результаты изучения четвертичных отложений западных областей Беларуси, изложенные в работах польских геологов Б. Галицкого, Е. Кондрацкого, С. Кульчицкого, М. Лимановского, М. Прушинского, Л. Савицкого, В. Шафера, В. Яроня и др., обобщены в статье А.К. Карабанова (История геологического изучения Беларуси, 1988). Польские исследователи выяснили общие закономерности строения четвертичной толщи территории западных областей Беларуси и установили, что здесь имели место неоднократные оледенения.

При изучении и картировании покровных отложений в то время выделяли многие типы четвертичных отложений. М.А. Громыко начал исследование петрографического состава валунов, А.С. Щепотьев — органических остатков сапропелей и торфа. Комплексное изучение четвертичных отложений проводилось, в основном, в долинах рек: бассейн Западной Двины — Ф.В. Лунгерсгаузен, Н.Е. Ковалев, А.Я. Стефаненко; Дриссы и Полоты — П.Н. Мойсейчик; Сожа — Н.Ф. Блиодухо, Н.Е. Ковалев, П.А. Валькович; Днепра, Березины, Свислочи, Птичи, Друти — С.С. Маляревич и Б.К. Терлецкий. Исследование лессоподобных отложений Оршанско-Могилевской равнины проводил Ф.В. Лунгерсгаузен.

Выдвинутую Е.В. Оппоковым идею о Полесском девонском вале развивал в 1919—1932 гг. А.М. Жирмунский. Рассматривая основные черты тектоники Западного края на основе известных в то время материалов по буровым скважинам, он пришел к выводу о существовании на территории указанного района двух впадин — Среднеднепровской и Польско-Литовской. В основу вывода о Полесском девонском вале А.М. Жирмунский положил гипсометрические данные поверхно-

сти отложений девона по ряду скважин. При этом отнесение к девону красноцветных песчано-глинистых отложений было безоговорочным, условность определения их возраста не оговаривалась, как это было сделано в первых работах Е.В. Оппокова, П.А. Тутковского, А.П. Карпинского.

Дальнейшее развитие взглядов о Полесском девонском вале мы находим в работах Ч. Кужняра (1922), Д.Н. Соболева (1924), Е.В. Оппокова (1926), А.Д. Архангельского (1941—1948) и др.

Несмотря на то, что вопрос о Полесском девонском вале освещался исследователями по-разному, общим и главным было признание, что через всю территорию Беларуси протягивается в субмеридиональном направлении поднятие девонских отложений, называемое Полесским девонским валом (А.М. Жирмунский, Е.В. Оппоков) или Полесским мостом (Д.Н. Соболев). Поднятию девона в этом районе соответствует неглубокое залегание кристаллического фундамента, которое является связующим звеном между Украинским и Балтийским щитами. Некоторые геологи (А.М. Жирмунский, 1930) выделяли на территории Беларуси два валоподобных поднятия девона — собственно Полесский девонский вал и Орловско-Оршанский девонский вал, соединяя их на севере в Главный девонский вал Северо-Западного края.

Представления о девонских валах на протяжении более 30 лет, начиная с 1916—1919 гг., находились в основе всех тектонических построений не только территории Беларуси, но и всей западной части Русской платформы.

Большое развитие получили гидрогеологические исследования в Беларуси. В начале они проводились Геологическим комитетом в связи с десятиверстной геологической съемкой, организациями Наркомзема и Наркомхоза, Бюро подземных вод, преобразованным в Гидротехгеоинститут, а затем в Институт Водгео. Были проведены исследования по водообеспечению г. Минска (Г.В. Богомолов) и других городов. В 1929 г. в городах Бобруйске и Минске, а позже в районах Глуска и д. Солон выявлены минерализованные воды.

С 1930 г. гидрогеологические исследования территории Беларуси проводил Институт геологии АН БССР. Исследования минерализованных вод палеозойских отложений имели важное практическое значение (создание санатория в Бобруйске и др.). В 1937 г. в Институте был составлен кадастр подземных вод. Были сделаны обобщения по гидрогеологии Беларуси (Г.В. Богомолов, Л.М. Островский, М.Ф. Козлов, А.М. Жирмунский и др.).

Геофизические исследования начаты на территории Беларуси еще в 1928 г. по инициативе профессора Белгосуниверситета Е.Е. Сиротина. Эти работы были включены в общий комплекс генеральной магнитной съемки СССР, которая в восточной части БССР была закончена в 1933 г. Аналогичные исследования в западной части БССР были начаты в 1940 г., но были приостановлены войной. Измерения силы тяжести маятниковым методом проводились на территории Беларуси в разные годы по плану маятниковой съемки СССР. Основная часть наблюдений в восточной части БССР была выполнена в 1934—1935 гг. Московским аэрогеодезическим предприятием. Маятниковой съемкой была выявлена в юго-восточной части республики обширная зона отрицательных значений ускорения силы тяжести. В 1932—1937 гг. под руководством А.А. Строны в северо-восточной части республики выполнена магнитная съемка, в результате которой были выявлены аномалии небольшой интенсивности.

В 1937—1941 гг. в юго-восточной части Беларуси выполнены геофизические исследования методами гравиметрии, магнитометрии и сейсморазведки. Исследования проводили геофизики Украинского геологического треста (И.А. Балабушевич, Б.А. Райхер, В.С. Завистовский) и Центрального научно-исследовательского геологического института (М.С. Закашанский). В результате установлено, что в юго-восточной части Беларуси кристаллический фундамент залегает на глубинах 3—4 км. Северный и южный борта этой структуры, которая является продолжением Днепровско-Донецкой впадины и позже получила название Припятского прогиба, довольно крутые. Установлены также структуры второго порядка: Шатилковская и Ельская депрессии и разделяющее их Мозырское поднятие кристаллического фундамента, а также Давыдовско-Коренёвская структура. А.М. Розин высказал предположение, что здесь под мезозойскими отложениями залегают мощные толщи палеозоя, в том числе угленосного карбона и соленосного девона.

В 1939—1941 гг. Белорусское геологическое управление в д. Давыдовка пробурило первую глубокую скважину, которая на глубине 843 м вскрыла соленосные отложения и прошла по ним около 200 м.

Результаты геологического изучения территории Беларуси дали богатый материал для постановки широких поисковых и поисково-разведочных работ, которые выполняло, в основном, Белорусское геологическое управление. С 1917 до 1941 года были открыты и разведаны сотни месторождений разных видов полезных ископаемых (известняки и доломиты, мел и мергель, диатомит и опоки, кремень, фосфориты, глаукониты, глины, песок, галечник, гравий, валуны и строительный камень, сапропели, торф, бурый железняк, подземные воды). В 1933—1934 гг. подготовлен и опубликован "Регистрационный список полезных ископаемых", который явился наиболее полным справочником по этому вопросу. В 1935 г. началось составление ежегодных балансов минерального сырья. В поисково-разведочных

3. Зак. 5046

и научно-исследовательских работах по изучению полезных ископаемых принимали участие А.М. Розин, Н.Ф. Блиодухо, М.Ф. Медведь, Н.И. Зуев, А.Н. Авксентьев, З.А. Горелик, А.И. Шершнев, Ф.М. Иванов, В.И. Макаров, А.И. Зуева, А.А. Порхитько, А.М. Шуб, А.Г. Зайцев и др.

В 1941 г. в Москве издана геологическая карта масштаба 1 : 1 000 000 листа N-35 (Минск) под редакцией А.И. Москвитина и Б.К. Терлецкого и общей редакцией С.А. Яковлева. Объяснительную записку к карте составил Г.В. Богомолов под редакцией А.И. Москвитина и С.А. Яковлева (1943). В 1930 г. был опубликован первый учебник по геологии Беларуси — "Уступ у геалогію Беларусі" Ф.В. Лунгерсгаузена.

Крупным достижением белорусских геологов было открытие Давыдовского месторождения каменной соли и научное обоснование перспектив нефтеносности палеозойских отложений Припятского прогиба. Были подготовлены обобщающие работы по разным разделам геологии. Однако в связи с началом войны они не были опубликованы, а некоторые из них погибли в годы войны. Такая же участь постигла богатые коллекции и фондовые материалы Института геологических наук АН БССР, Белорусского геологического управления и Белорусского государственного университета.

За выдающийся вклад в изучение геологии Беларуси в довоенные годы были избраны академиками АН БССР А.П. Карпинский (1928), Н.Ф. Блиодухо (1928), П.А. Тутковский (1928), Г.Ф. Мирчинк (1940), членами-корреспондентами А.М. Жирмунский (1936), А.М. Розин (1940). В 1928 г. избран академиком АН БССР известный в то время экономист, в последующем выдающийся геолог Г.И. Горецкий.

Послевоенный период (1945—2000 гг.)

Уже в первые послевоенные годы были завершены обобщения накопившегося в довоенные годы фактического материала. В 1947 г. издана подготовленная геологами Белорусского геологического управления (З.А. Горелик, С.М. Козьмин, А.М. Шуб, А.К. Денисюк и др.) и Института геологических наук АН БССР (Г.В. Богомолов, М.М. Цапенко, Н.И. Зуев и др.) "Геология СССР. Т III. Белорусская ССР". В этом томе приведен фактический материал, полученный в довоенные годы по геологии, гидрогеологии и полезным ископаемым республики. К тому приложена геологическая карта коренных отложений и карта полезных ископаемых. Опубликованы работы Г.В. Богомолова по геологии и подземным водам (1946, 1960), основные работы Н.Ф. Блиодухо по геологии и полезным ископаемым Беларуси (1952). В 1945 г. был составлен отчет по Давыдовскому месторождению каменной соли (З.А. Горелик). Разработана программа комплексных геолого-геофизических исследований, которая была обсуждена на сессии АН БССР.

В основу геологических исследований Беларуси в послевоенные годы были положены материалы глубокого бурения, геологической съемки, геолого-поисковых и геологоразведочных работ, геофизических исследований, комплексной обработки и анализа керна, обобщения полученных материалов. Глубокое бурение, геофизические, нефтепоисковые и нефтеразведочные работы выполняли Управление геологии БССР, Белорусская контора разведочного бурения; геологическую съемку, геолого-поисковые и геологоразведочные работы на другие полезные ископаемые — Управление геологии БССР. В обработке и обобщении фактического материала, полученного в послевоенные годы, кроме Белорусского геологического управления, принимали участие Институт геологических наук АН БССР, Всесоюзный научно-исследовательский геологический институт (ВСЕГЕИ, Ленинград), Всесоюзный научно-исследовательский нефтяной геологоразведочный институт (ВНИГРИ, Ленинград), тресты "Союзнефтеразведка" и "Союзбургаз", Всесоюзный научно-исследовательский геологоразведочный нефтяной институт (ВНИГНИ, Москва) и др.

Основные геологические учреждения Беларуси — Управление геологии БССР и Институт геологических наук АН БССР — были укреплены и пополнены квалифицированными кадрами. В работе этих и других организаций использовались современные методы исследования, что благоприятствовало получению новых результатов по геологической съемке, петрографии магматических пород, стратиграфии и литологии осадочной толщи, тектонике, геофизике, гидрогеологии и полезным ископаемым.

В 1963 г. Институт геологических наук АН БССР передан в Государственный геологический комитет при Совете Министров СССР, в 1970 г. преобразован в Белорусский научно-исследовательский геологоразведочный институт (БелНИГРИ) Управления геологии при Совете Министров БССР. В Академии наук оставлена геохимическая лаборатория и геофизическая обсерватория (в Плещеницах), на базе которых в 1963 г. создана Лаборатория геохимических проблем АН БССР. В 1971 г. она преобразована в Институт геохимии и геофизики АН БССР, переименованный в 1993 г. в Институт геологических наук Академии наук Беларуси.

Послевоенный период условно можно подразделить на два этапа. Первый из них завершился в 80-х годах, когда были подведены итоги геологических исследований и их результаты обобщены в крупной монографии "Геология СССР. Том III. Белорусская ССР".

Первый этап (1945 г. — начало 80-х годов). Начатые еще в довоенные годы площадные геологосъемочные работы к 1941 г. охватили небольшие участки ее западных, центральных и южных районов. В послевоенные годы комплексной геологической съемкой была

покрыта в начале большая часть территории юга республики (В.С. Акимец, Л.К. Берзина, Е.Н. Гиммельштейн, Н.М. Грипинский, П.А. Леонович, К.Ф. Радькович и др.), а затем в 1955—1968 гг. — западных, северных и восточных районов (В.С. Анисимов, А.Н. Бессонов, Т.М. Буко, Б.И. Власов, П.Б. Ганжа, В.И. Гридин, Б.Н. Гурский, В.В. Дашевский, Е.Н. Жук, Г.И. Зубович, Г.И. Илькевич, М.С. Кичкина, А.С. Коваленко, А.К. Ковальчук, И.Р. Короченко, Р.И. Левицкая, В.В. Левчич, И.А. Линник, Н.А. Маевская, А.Н. Маклакова, Л.М. Малявко, В.И. Пасюкевич, Л.Т. Пузанов, Н.И. Рудницкий, А.Д. Семенюк, Г.Ф. Симанова, Ф.М. Усенков, В.В. Чехович, В.В. Шахнюк, В.В. Шидловский и др.).

В последующие годы геологической съемкой среднего масштаба покрыта вся территория Беларуси, а в ряде районов выполнены глубинное геологическое картирование и крупномасштабная геологическая съемка, которые сопровождались глубоким бурением, геофизическими исследованиями и большим объемом аналитических работ. В результате геологической съемки издавались геологические карты и объяснительные записки к ним. Ученые Института геологических наук АН БССР оказывали постоянную помощь геологам-съемщикам в расчленении разрезов, обработке керна, в рецензировании и редактировании листов геологической карты (В.К. Голубцов, М.Ф. Козлов, А.С. Махнач, А.В. Фурсенко, М.М. Цапенко и др.).

В конце 60-х годов Белорусское геологическое управление и Институт геологических наук составили геологическую карту листа N-35 в масштабе 1 : 1 000 000, а также отдельную карту всей территории Беларуси в том же масштабе. В составлении этих карт и написании объяснительных записок к ним принимали участие А.В. Фурсенко, А.Я. Стефаненко, А.С. Махнач, С.С. Маныкин, В.К. Голубцов, В.С. Акимец, И.В. Митянина, К.Ф. Радькович, А.И. Свержинский, М.С. Кичкина.

Уже в 1946—1950 гг. на территории Беларуси пробурен ряд опорных скважин, часть из которых (в Минске, Пинске, Смиловичах) была доведена до кристаллического фундамента. Материалы опорного бурения обрабатывали А.Н. Золоторева, Н.П. Фурсова, Л.К. Берзина, Н.Ф. Игошев, А.С. Махнач. В последующие годы Белорусским геологическим управлением, Белорусской конторой разведочного бурения треста "Союзнефтегазразведка", ПО "Белорусгеология" и частично другими организациями был выполнен большой объем бурения. В настоящее время на территории Беларуси насчитываются тысячи буровых скважин, значительная часть из которых доведена до кристаллического фундамента. Глубина многих из них превышает 1000 м, нередко доходит (в Припятском прогибе) до 2000—3000 м, а иногда до 4000—5000 м.

Наиболее полный материал об истории геологического изучения кристаллического фундамента содержится в книге "История геологических наук в Белорусской ССР" (1978), в статьях А.С. Махнача, Ю.С. Булкина, А.М. Папа, Д.А. Доминиковской (История геологического изучения территории Белоруссии, 1988).

В 1945—1955 гг. были значительно расширены знания о глубинах залегания, геологическом строении и петрографическом составе кристаллического фундамента Беларуси. Фактический материал, полученный к 1946 г., был обобщен в работах Н.С. Тараймовича (1947), Г.В. Богомолова (1960). Позже керн фундамента буровых скважин Минска, Пинска, Смиловичей, Микашевичей, Синкевичей, Зубковичей, Морино, Сморгони, Щучина, Красного, Кривичей и других пунктов изучался Е.М. Махлиным, А.С. Махначом, Ю.И. Половинкиной и др. Е.М. Махлин (1952) выделил в составе кристаллического фундамента Беларуси аналоги суперкрустальных и интрузивных комплексов Украинского кристаллического щита (толща древних гнейсов, кировоградско-житомирский, днепровско-токовский и коростенский интрузивные комплексы). В книге "Краткий очерк геологии Белоруссии" (Махнач и др., 1957) дано петрографическое описание пород фундамента, приведена их стратиграфическая схема. В монографии А.С. Махнача (1958) изложены результаты петрографического и петрохимического изучения пород докембрия, их классификация, приведена уточненная стратиграфическая схема. В фундаменте Беларуси он выделил толщу древних гнейсов нижнего архея, гранитоиды кировоградско-житомирского интрузивного комплекса, криворожскую (саксаганскую) метаморфическую толщу, днепровско-токовский и коростенский интрузивные комплексы, а также, предположительно, овручскую серию (кварцевые порфиры у д. Лучки).

Начиная с 1957 г., изучением кристаллического фундамента Беларуси занимается А.М. Пап. Результаты исследований опубликованы отдельной книгой в 1962 г. В ней даны геолого-петрографическая и петрохимическая характеристики метаморфических и магматических комплексов, предложена новая стратиграфическая схема. Опубликованы сведения по абсолютному возрасту пород фундамента (Э.К. Герлинг, А.М. Пап и др.).

Начиная с 1962 г., в связи с переходом к мелкосреднемасштабным геолого-геофизическим исследованиям, "Белглавгеология" и другие организации увеличили объем бурения на фундамент в сводовой части Белорусского массива, на Микашевичско-Житковичском поднятии и в Припятском прогибе. В процессе геологических съемок геолого-поисковыми, геологоразведочными и тематическими партиями (Ю.А. Бабкин, В.Н. Бондарь, Л.К. Васильев, П.Б. Ганжа, Ф.Л. Дмитриев, Г.Ф. Заржицкий, А.Я. Зингерман, Г.И. Илькевич, М.С. Кичкина, П.А. Ковалев, Р.И. Левицкая, В.В. Левчич, И.А. Линник, Л.И. Матрунчик, Ю.Т. Никитин, В.И. Парибок, В.И. Пасюкевич, А.Д. Семенюк, П.З. Хо-

мич, В.И. Шкуратов и др.) получен новый фактический материал, который значительно повысил степень геологической изученности фундамента. Его геолого-петрографической обработкой в разные годы занимались Н.В. Аксаментова, А.А. Архипова, И.П. Бордон, В.М. Борковская, Ю.С. Булкин, Г.Н. Васильева, Г.Г. Доминиковский, Д.А. Доминиковская, А.Ф. Дубинин, З.В. Криводубская, А.С. Махнач, И.В. Найденков, А.М. Пап, А.И. Стасевич, А.Б. Черняховский и др. В 1965—1970 гг. работы по кристаллическому фундаменту приобрели более петрологическую направленность. Составлена сводка химического состава пород, получены новые данные о геохронологии.

Значительную роль в познании фундамента, его рельефа, структуры, состава сыграли геофизические (И.А. Балабушевич, Б.В. Бондаренко, В.Х. Булыга, И.В. Данкевич, И.А. Медушевская, М.И. Михненок, М.С. Орешко, Д.М. Папко, С.И. Рынг, А.В. Тимчук, Ж.П. Хотько и др.) и тектонические (З.А. Горелик и др.) исследования. В 1966 г. выявлены рудопроявления ильменит-магнетитовых руд, в 1970 г. — железистых кварцитов, а на юге Беларуси — редкометальное рудопроявление.

В послевоенные годы получены крупные результаты по осадочному чехлу Беларуси, начиная от наиболее древних толщ рифея и кончая антропогеном. При изучении чехла широко применялись палеонтологические, литологические, геохимические, геофизические и другие методы исследований. В 50-е годы в Институте геологических наук АН БССР созданы палеонтологическая и литологическая лаборатории, сотрудники которых выполнили большой объем исследований осадочного чехла. Отложениям различных частей осадочного чехла уделялось неодинаковое внимание в зависимости от их практической ценности в отношении минерально-сырьевых ресурсов и важности для познания геологической истории. Охарактеризованы осадочно-вулканогенные образования и тиллиты верхнего протерозоя, полифациальный континентальный комплекс ледниковых, межледниковых, водно-ледниковых и послеледниковых образований четвертичной системы, галогенно-карбонатные, подсолевые, межсолевые и вулканогенная формации девона. Большое внимание уделено изучению девонско-каменноугольной толщи Припятского прогиба, к которой приурочены важнейшие виды полезных ископаемых: нефть, калийные и каменная соли, давсонит, горючие сланцы, высокоминерализованные рассолы, термальные воды и др.

Результаты исследований пород кристаллического фундамента и осадочного чехла подытожены в книгах "Краткий очерк геологии Белоруссии" (1957), "Геология СССР. Т. III. Белорусская ССР" (1971), монографиях о верхнем протерозое, древних корах выветривания, кембрии, ордовике, силуре, девоне, карбоне, перми, мезозое, кайнозое, опубликованных в 70—80-х годах.

История исследования стратиграфии и палеонтологии осадочного чехла до 1977 г. освещена В.К. Голубцовым в разделе "Стратиграфия и палеонтология" книги "История геологических наук в Белорусской ССР" (1978).

В начале 50-х годов доказано, что на западе Русской плиты, в том числе и на территории Беларуси, развиты мощные толщи докембрийских (древнепалеозойских, эокембрийских) образований (Махнач, 1951, 1954, 1956, 1957, 1958, 1963, 1968; Соколов, 1952; Брунс, 1956, 1963, 1964), которые позже были отнесены к верхнему протерозою. Кроме указанных исследователей, которые являются первооткрывателями этих отложений, их изучали А.Я. Стефаненко, А.Н. Золотарева, Н.Ф. Игошев, К.Ф. Радькович, Н.П. Фурсова. Некоторые данные о них для запада Русской платформы приведены в работах П.Л. Шульги (1951), Е.М. Люткевича (1952), Г.Х. Дикенштейна (1953), О.В. Крашенинниковой (1956), З.Г. Ушаковой (1962), К.Э. Якобсона (1971). В 1958 г. А.С. Махнач опубликовал монографию "Древнепалеозойские отложения Белоруссии", в которой обобщил результаты многолетних исследований. В ряде его статей (1956—1968 гг.) изложены результаты изучения вещественного состава этих отложений. Позже, начиная с 60-х годов, изучением верхнепротерозойских отложений Беларуси занимались В.Я. Бессонова, Н.В. Веретенников, М.С. Кичкина, В.И. Пасюкевич, В.И. Шкуратов и др.

В 60—80-х годах изучение верхнепротерозойских отложений Беларуси проводилось в литолого-стратиграфическом, историко-геологическом, тектоническом, фациально-палеогеографическом, геохимическом направлениях. Обобщение большого накопленного материала и пересмотр прежнего позволило А.С. Махначу, Н.В. Веретенникову и В.И. Шкуратову создать в 1974 г. новую детализированную стратиграфическую схему, увязанную со стратиграфическими схемами прилегающих территорий запада Русской плиты. Составлен комплект литолого-фациальных карт для интервалов, соответствующих времени формирования свит, выделены и описаны опорные разрезы, стратотипы и парастратотипы стратиграфических подразделений, систематизированы материалы по геохимии.

В составе верхнепротерозойских отложений Беларуси обнаружен и изучен ряд специфических геологических образований (трапповая формация волынской серии, комплекс покровно-ледниковых отложений вильчанской серии, карбонатно-терригенная толща лапичской свиты). Полученные результаты позволяют обосновать потенциальную перспективность территории республики на ряд полезных ископаемых и ставить проблемы алмазоносности, меденосности, поисков давсонита в связи с анальцимовой минерализацией и дифференцированных рудоносных траппов. Результаты этих

исследований наиболее полно изложены в монографиях "Вулканогенная формация верхнего протерозоя (венда) Белоруссии" (Махнач, Веретенников, 1970), "Рифей и венд ..." (1976), "Верхний протерозой Припятской впадины" (Махнач, Шкуратов, Веретенников, 1980), в многочисленных опубликованных статьях А.С. Махнача, Н.В. Веретенникова, В.И. Шкуратова, В.Я. Бессоновой и др.

Кембрийские отложения установлены в первые послевоенные годы в юго-западных и северо-западных районах Беларуси. В 50—60-х годах эти отложения изучали А.С. Махнач, В.И. Пасюкевич, М.С. Кичкина и др. В их составе выделялась балтийская серия нижнего кембрия и надбалтийские отложения, представленные песчаниковой толщей условно среднего-верхнего кембрия. А.С. Махнач провел детальное изучение этих отложений по многим буровым скважинам. Им же была собрана богатая коллекция трубчатых червей, которую Р.Ф. Геккер определил как *Sabellidites cambriensis Jan.* — форму, характерную для балтийской серии нижнего кембрия. Сведения об этих отложениях содержатся в работах А.С. Махнача (1956, 1957, 1958), А.С. Махнача и др. (1957), В.К. Голубцова и А.С. Махнача (1961), Г.В. Зиновенко и А.С. Махнача (1971), В.И. Пасюкевича и А.С. Махнача (Геология СССР. Т. III. Белорусская ССР, 1971), и др. В 1972 г. Г.В. Зиновенко и А.С. Махнач на основании промыслово-геофизических, литологических и палеонтологических данных разработали стратиграфическую схему кембрийских отложений Брестской впадины.

Сведения об ордовикских отложениях Беларуси в первые послевоенные годы приведены в отчетах по глубоким буровым скважинам (Н.П. Фурсова, Л.К. Берзина, Р.С. Каган, А.Н. Бессонов, Е.Н. Жук и др.), а также в работах П.Л. Шульги, А.С. Махнача, А.Я. Стефаненко в 1951—1952 гг. В 1948—1950 гг. Н.П. Фурсова, Л.К. Берзина, Т.И. Осыко на основании определения фауны Т.Н. Алиховой в разрезе скв. Верхнедвинска (Дриссы) выделили ордовикские отложения (глауконитовые, ортоцератитовые и эхиносферитовые слои). В изучение ордовикских отложений Беларуси большой вклад внесла Т.Н. Алихова (1960), разработавшая на основании изучения фауны схему стратиграфии ордовика Русской плиты. Более полно ордовикские отложения Беларуси освещены в работах А.С. Махнача и др. (1957), А.С. Махнача (1958), В.К. Голубцова и А.С. Махнача (1961), Г.В. Зиновенко, А.С. Махнача (1968), А.С. Махнача, А.И. Свержинского и Н.Н. Смирновой (Геология СССР. Т. III. Белорусская ССР, 1971). Итоги изучения и наиболее полные сведения об ордовике Беларуси приведены в монографии В.Ф. Ропота и В.И. Пушкина (1987), в которой обобщены результаты стратиграфических, литологических, палеогеографических и палеонтологических исследований.

История изучения силурийских отложений Беларуси неотделима от истории изучения ордовикских и связана, в основном, с именами тех же исследователей. Сведения о силурийских отложениях Беларуси приводятся в отчетах производственных организаций, в опубликованных работах А.С. Махнача и др. (1957), А.С. Махнача (1958), А.С. Махнача и В.К. Голубцова (1961), А.С. Махнача, А.И. Свержинского и Н.Н. Смирновой (Геология СССР. Т. III. Белорусская ССР, 1971). На основании определения фауны, выполненной в 70-х годах Т.Н. Алиховой, И. Пашкевичюсом, Л.И. Сарвом, Э. Тримонисом и др., на северо-западе Беларуси выделены нижний и верхний отделы силура.

Г.В. Зиновенко и И.И. Верниковский (1970) детально расчленили по литологическим и промыслово-геофизическим данным силурийские отложения Брестской впадины. Здесь выделены лландоверийский, венлокский и лудловский ярусы, что было установлено на основании определений ископаемой фауны (брахиопод, остракод, граптолитов и др.), выполненных в разное время Т.Н. Алиховой, О.И. Никифоровой, Г.М. Помяновской, А.В. Мацкевич, Л.И. Сарвом, Т.И. Моисеевой, Н.Е. Бражниковой, В.С. Крандиевским, В.И. Пушкиным.

Девонские отложения являются первостепенным объектом геологических поисков различных видов полезных ископаемых. После открытия в районе Старобина в 1949 г. крупного месторождения калийных солей и промышленных месторождений нефти в районе Речицы в 1964 г. изучению девонских отложений посвящено наибольшее число исследований крупных коллективов геологов производственных организаций, Института геологических наук АН БССР, БелНИГРИ, ряда отраслевых институтов, тематических партий. Первые сведения об отложениях девона относились, в основном, к территориям на северо-востоке Беларуси, где они залегают неглубоко или прослеживаются на поверхности по долинам рек (Зайцев, 1939; Воробьева, 1950; Марковский, 1953 и др.). В составе девона центральной и северной частей Беларуси были выделены отложения среднего (пярнуские, наровские и лужские слои) и верхнего (франский ярус) отделов. Доказано, что карбонатные отложения районов Минска — Смиловичей и Осиповичей — Глуска относятся не к верхнему девону, как это было принято большинством исследователей, а к наровским слоям среднего девона (А.Я. Стефаненко, А.С. Махнач, Е.П. Брунс, Т.И. Осыко). Решающую роль в этом открытии сыграли собранные А.С. Махначом и определенные Е.Н. Поленовой остракоды.

С начала 50-х годов геологи наибольшее внимание уделяют вскрываемым глубокими скважинами девонским отложениям Припятского прогиба. Первые результаты этих исследований изложены в работах А.В. Фурсенко (1953, 1955, 1957). В последующие годы

положения, высказанные в данных работах, развивались и углублялись. К 1958 г. сложились, в основном, современные представления о разделении отложений девона Припятского прогиба на шесть литологических толщ: подсолевой терригенной (средний девон, нижняя часть франского горизонта верхнего девона), подсолевой карбонатной (франский ярус), нижней соленосной (верхняя часть франского яруса), межсолевой, верхней соленосной и надсолевой, относящихся к фаменскому ярусу верхнего девона. Вопреки мнению Е.О. Новик (1952, 1954), доказано, что соленосные толщи имеют позднедевонский возраст (Махнач, Пистрак, Стефаненко и др., 1955).

При разработке и детализации стратиграфии девона Припятского прогиба изучены остатки брахиопод (Л.С. Линник), остракод (В.К. Голубцов, Э.К. Демиденко), спорово-пыльцевые комплексы (Г.И. Кедо, В.И. Авхимович, Н.С. Некрята), конодонты (С.А. Кручек) и другие группы организмов. Проведено изучение литологического состава пород, проанализировано строение разреза девонских отложений. Результаты исследований, дополненные геохимической характеристикой и данными по нефтеносности, обобщены в монографии "Литология и геохимия девонских отложений Припятского прогиба в связи с их нефтеносностью" (Махнач, Корзун, Курочка и др., 1966). Они отражены также в работах "Атлас литолого-палеогеографических карт Русской платформы и ее геосинклинального обрамления" (1961), "Фации территории Белоруссии в палеозое и мезозое" (Голубцов, Махнач, 1961), "Геология СССР. Т. III. Белорусская ССР" (1971) и др., в новых стратиграфических схемах, разработанных А.В. Фурсенко, В.К. Голубцовым, Г.И. Кедо и др.

Каменноугольные отложения на территории Беларуси впервые установлены в Домановичской скв. Р1, где их визейский возраст доказан в 1949 г. Н.Е. Бражниковой на основании определения фораминифер. В 1955 г. началось изучение каменноугольных отложений Припятского прогиба в связи с поисками в них каменного угля (А.Н. Брусенцов, В.К. Голубцов и др.). По результатам этих исследований в карбоне Припятского прогиба были выделены отложения нижнего и среднего карбона. В 1964—1966 гг. изучением литологии каменноугольных отложений занимались З.В.Жицкая (1969), Н.А. Савченко (1969), Л.Ф. Ажгиревич, З.В. Жицкая, З.М. Невмержицкая и др. (1971, 1974), Л.М. Палер (1971). Содержащиеся в них фораминиферы и остракоды изучал В.К. Голубцов, брахиоподы — Г.А. Белоусова, споры — Г.И. Кедо. В монографии "Геология СССР. Т. III. Белорусская ССР" (1971) содержится очерк (автор В.К. Голубцов) о каменноугольных отложениях Припятского прогиба.

Отложения перми и триаса образуют в Припятском прогибе единую пестроцветную формацию молассоидного типа. По находкам филлопод (Е.М. Люткевич), остатков ганоидных рыб (А.В. Хабаков) и спор (Е.М. Андреева) в Прудокской скважине в 1949 г. установлены триасовые отложения. Их литологический состав изучила Г.Н. Ершова. В 1951 г. М.П. Кожич-Зеленко на основании минералого-петрографических исследований расчленила "пермо-триас" Домановичской скважины на пермь и триас. В 1953 г. Е.М. Люткевич расчленил и описал пестроцветную толщу пермо-триаса. Ф.Е. Лапчик в 1954—1958 гг. разработала первую стратиграфическую схему этих отложений, выделив в них нижний и верхний отделы перми и триас. В 1958—1966 гг. В.К. Голубцов опубликовал новые данные о стратиграфии перми и триаса Припятской и Брестской впадин. З.М. Невмержицкая (1958—1962) изучала литологический состав пермских и триасовых отложений. В монографии "Геология СССР. Т. III. Белорусская ССР" (1971) В.К. Голубцов дал характеристику пермских и триасовых отложений Беларуси. Большой материал о них содержится в монографии К.Н. Монкевича "Пермские и триасовые отложения Припятского прогиба" (1976).

Первые систематические сведения о юрских отложениях Беларуси содержатся в работах Е.Н. Гиммельштейна (1946), А.С. Махнача и др. (1957). Изучением распространения, стратиграфии, фаций и палеонтологии этих отложений занимались И.В. Митянина (1957, 1963), В.Н. Нестерович и К.Н. Монкевич. Наиболее полные материалы о юрских отложениях Беларуси привела И.В. Митянина в монографии "Геология СССР. Т. III. Белорусская ССР" (1971). В них показано, что отложения юрской системы распространены на юго-востоке и западе республики и представлены средним и верхним отделами. Отложения среднего отдела в составе байосского и батского ярусов известны только в Припятском прогибе, верхнего отдела — на юго-востоке и на западе Беларуси, где они представлены келловейским и оксфордским ярусами. Даны распространение, палеонтологическое обоснование и литологическая характеристика выделенных стратиграфических подразделений.

Изучением меловых отложений Беларуси занималась М.М. Цапенко, которая на основании изученных ею фораминифер опубликовала работу "Меловые отложения БССР" (1947). О меловых и палеогеновых отложениях западной Беларуси писал Э. Рулье (1948).

Систематическим изучением меловых отложений занималась В.С. Акимец (1958, 1961, 1963). Она разработала детальные стратиграфические схемы меловых отложений Беларуси. В основу были положены результаты изучения фораминифер, полученные В.С. Акимец, А.П. Васютиной, А.Г. Гнединой, М.Г. Зуевой, Л.В. Пискун, а также илоедов — Т.Ю. Кривской. Материалы по меловым отложениям Беларуси, полученные в 50—70-х годах, обобщены В.С. Акимец в монографии

"Геология СССР. Т. III. Белорусская ССР" (1971). Приведенные схемы распространения меловых отложений показывают их широкое развитие на большей южной части республики. В меловой системе выделены нижний и верхний отделы. В составе нижнемеловых отложений — валанжинский, барремский, аптский и условно альбский ярусы. В верхнем отделе выделены сеноманский, туронский, коньякский, сантонский, маастрихтский ярусы. Даны распространение, литологическая характеристика и палеонтологическое обоснование выделенных стратиграфических подразделений.

История исследования отложений палеогена и неогена Беларуси детально рассмотрена в работах С.С. Маныкина (1973), Р.А. Зиновой (1988), Л.И. Мурашко (1988) и др. Сведения о палеогене и неогене Беларуси, полученные в 50—60-х годах, содержатся в работах А.С. Махнача и др. (1957), отчетах производственных организаций Западного геологического управления (Е.Н. Гиммельштейн, П.А. Леонович, Н.М. Грипинский, А.И. Свержинский и др.).

Систематическим изучением палеогена и неогена Беларуси начали заниматься в 1956 г. До этого стратиграфическое расчленение разрезов не имело палеонтологического обоснования. А.В. Фурсенко и К.Б. Фурсенко (1961) изучили фораминиферы эоцена Беларуси. В 1956—1973 гг. С.С. Маныкин занимался детальным изучением палеогеновых и неогеновых отложений и содержащихся в них спор и пыльцы. Эти исследования завершились опубликованием монографии "Палеоген Белоруссии" (1973). В ней на основе изучения ископаемых пыльцы, спор, частично фораминифер выделены сумская, каневская, бучакская, киевская и харьковская свиты. Для каждого стратиграфического подразделения установлены спорово-пыльцевые комплексы, которые сопоставлены с одновозрастными комплексами Русской плиты и других регионов.

Большой материал по отложениям палеогена и неогена, полученный в результате геологической съемки и геологоразведочных работ, содержится в отчетах производственных организаций (Л.Н. Вознячук, Б.Н. Гурский, К.Е. Дунаева, А.Я. Зингерман, Г.И. Илькевич, М.С. Кичкина, А.К. Ковальчук, Н.Н. Кочкалда, И.А. Линник, Л.М. Малявко, В.И. Пасюкевич, Л.Т. Пузанов, А.Д. Семенюк и др.). В монографии "Геология СССР. Т. III. Белорусская ССР" (1971) содержатся очерки С.С. Маныкина "Палеогеновая система" и "Неогеновая система". В палеогене выделены нижний эоцен (каневская свита), средний эоцен (бучакская свита), верхний эоцен (киевская свита), нижний олигоцен (харьковская свита). Возраст полтавской свиты остался проблематичным.

Детально изучены антропогеновые (четвертичные) отложения республики, условия их формирования, закономерности размещения в них полезных ископаемых. Расширились геолого-стратиграфические исследования, появились новые научные направления — палеогеографическое, палеопотамологическое, геохимическое, палинологическое, карпологическое, диатомовое, геоморфологическое и другие, в разработке которых ведущая роль принадлежит Г.И. Горецкому, М.М. Цапенко, К.И. Лукашеву, Л.Н. Вознячуку, Н.А. Махнач, Э.А. Левкову, А.В. Матвееву, В.А. Кузнецову, С.Г. Дромашко, Е.П. Мандер, Ф.Ю. Величкевичу, В.К. Лукашеву и др. Большой вклад в их изучение внесли геологи производственных организаций в процессе геологической съемки и поисково-разведочных работ.

В результате выполненных исследований созданы стратиграфические схемы четвертичной системы. Выяснены геология и палеогеография антропогена Беларуси; определены литологический, минералогический и химический составы пород; выяснен геохимический аспект моренного, лессового, аллювиального, флювиогляциального, болотного, озерного и эолового литогенеза; выявлены и охарактеризованы геохимические, биогеохимические и гидрогеохимические провинции покровных пород. Разработаны теоретические проблемы палеопотамологии, выяснена палеопотамологическая история развития бассейнов Днепра и Немана. Исследованы спорово-пыльцевые, диатомовые, карпологические, остракодовые ассоциации и остатки млекопитающих в стратиграфических, палеогеографических и других целях. Определена роль ледниковых процессов в формировании переуглубленных ложбин, гляциодислокаций и дана классификация последних. Проведена корреляция горизонтов и событий антропогена Беларуси и смежных регионов Русской плиты (Геология СССР. Т. III. Белорусская ССР, 1971). Г.И. Горецкий создал трехтомный труд, посвященный аллювию антропогеновых прарек Русской равнины, которым заложил основы палеопотамологии — учения о реках геологического прошлого. Этот труд удостоен Государственной премии СССР 1971 г. В монографии "Геология СССР. Т. III. Белорусская ССР" (1971) содержится очерк по геологии антропогена Беларуси (авторы Л.Н. Вознячук, Н.М. Грипинский, Л.Т. Пузанов). В нем приведена стратиграфическая схема, согласно которой в антропогене Беларуси выделены, литологически и палеонтологически охарактеризованы варяжский, беловежский, березинский (окский), лихвинский, днепровский, муравинский, валдайский и голоценовый горизонты.

Геологи Беларуси провели фациально-палеогеографическое изучение территории республики. В 1958 г. в рамках работ СЭВ сотрудниками Института геологических наук АН БССР под руководством А.С. Махнача составлены более 60 литолого-фациальных и палеотектонических карт Беларуси и объяснительные записки к ним, изданные в составе "Атласа литолого-палеогеографических карт Русской платформы и ее

геосинклинального обрамления" (часть 1—2; 1960—1961) под редакцией А.П. Виноградова. В 1961 г. опубликована книга В.К. Голубцова и А.С. Махнача "Фации территории Белоруссии в палеозое и раннем мезозое", в основу которой положены эти литолого-палеогеографические карты. В монографии "Геология СССР. Т. III. Белорусская ССР" (1971) имеется глава "История геологического развития", содержащая 39 литолого-палеогеографических карт, которые составили А.С. Махнач, В.К. Голубцов, И.В. Митянина, В.С. Акимец, С.С. Маныкин, Л.Н. Вознячук, Л.Т. Пузанов под общей редакцией А.С. Махнача.

Новым направлением в познании недр Беларуси явилось литологическое и геохимическое изучение кор выветривания, развитых на кристаллическом фундаменте и различных горизонтах осадочного чехла. Результаты исследований изложены в монографиях А.С. Махнача и Н.Н. Левых (1973), Н.Н. Левых (1988), в ряде опубликованных статей указанных авторов.

Геологами Беларуси установлены три эпохи платформенного вулканизма в Беларуси — раннерифейская, вендская и позднедевонская. Вендский этап вулканической деятельности детально охарактеризован в монографии А.С. Махнача и Н.В. Веретенникова (1970) и публикациях этих и других авторов.

Девонский вулканизм, изученный В.П. Корзуном и А.С. Махначом, детально охарактеризован в их монографии (1977) и опубликованных статьях. Специфический щелочно-ультраосновной—щелочно-базальтоидный вулканизм Припятского прогиба отличается от сопряженного по времени и в пространстве вулканизма северо-западной части Днепровско-Донецкой впадины. Это продукт излияния мантийных магм по ослабленным зонам пересечения Припятско-Донецким авлакогеном зоны древнего трансрегионального глубинного разлома. Вулканическая деятельность носила подводный и островной характер. Практический интерес к девонским вулканогенным образованиям связан с тем, что в наиболее изученных алмазоносных провинциях мира (Южная Африка, Австралия, Якутия, Архангельская область) породы такого типа встречаются в трубках взрыва, часть из которых являются алмазоносными. В настоящее время на Жлобинской седловине (районы Жлобина, Рогачева, Уваровичей) выявлено более 30 таких трубок.

Большой вклад в изучение тектоники Беларуси внесли ученые Института геологических наук АН Беларуси, геологи и геофизики геологической службы республики. Первоначально геологи считали Полесский девонский вал главной структурой Беларуси, а на юге выделяли Украинскую и Белорусско-Польскую мульды. Позже появились принципиально новые взгляды на тектонику Беларуси. Первые тектонические схемы Беларуси и отдельных районов составили в послевоенные годы Г.В. Богомолов (1946), Ж.П. Хотько, Б.В. Бондаренко (1956), Б.В. Бондаренко, З.А. Горелик, А.С. Махнач и др. (1958). Выполнены также работы, посвященные новейшей тектонике и связи современной орографии с тектоническими движениями (В.А. Дементьев, М.М. Цапенко и др.).

Итоги тектонического изучения территории Беларуси по состоянию на конец 60-х годов были подведены П.В. Анцуповым, Б.В. Бондаренко, А.Н. Брусенцовым, А.М. Синичкой (Геология СССР. Т. III. Белорусская ССР, 1971).

В последующее время были составлены структурные карты по поверхности фундамента и маркирующим горизонтам платформенного чехла Припятского прогиба, Подлясско-Брестской и Оршанской впадин, Белорусской антеклизы (З.А. Горелик, И.Д. Кудрявец, В.Б. Окушко, В.С. Конищев, Г.В. Зиновенко и др.). Сделан вывод о том, что Припятский прогиб является составной частью Припятско-Донецкого авлакогена, который входит в состав планетарного Сарматско-Туранского линеамента, имеющего рифтовый генезис (Р.Г. Гарецкий, Р.Е. Айзберг, А.М. Синичка, В.Н. Макаревич и др.). В пределах прогиба выделяются как блоковые структуры (ступени, выступы, горсты, грабены), так и существенно пликативные (гемиантиклинали, структурные носы). Доказано, что поверхность фундамента в подсолевых отложениях характеризуется пликативно-блоковой структурой, нижнесоленосной и межсолевой толщ — блоково-пликативной, а верхнесоленосной и надсолевой — преимущественно пликативной.

Проблемам тектоники Припятского прогиба были посвящены специальные работы З.А. Горелика (1966), В.С. Конищева "Соляная тектоника Припятского прогиба" (1975), под редакцией Р.Г. Гарецкого "Тектоника Припятского прогиба" (1979), А.В. Матвеева, Э.А. Левкова, Л.Ф. Ажгиревич и др. "Неотектоника и полезные ископаемые Белорусского Полесья" (1989) и др.

Восстановлена история тектонического развития территории Беларуси и отдельных крупных тектонических элементов, выделены структурно-формационные подразделения платформенного чехла Беларуси, составлены палеотектонические и структурные карты всех подразделений стратиграфической шкалы, исследованы новейшие и современные движения, рассмотрена разломная тектоника, вопросы гляциотектоники и др., что нашло отражение в книгах "Разломы Белоруссии и Прибалтики" (1974), "Тектоника Белоруссии" (1976), Тектоническая терминология Белоруссии и Прибалтики (1978, 1979) и др.

Изучение скважин, вскрывших породы фундамента, и геофизические исследования позволили выяснить внутреннее строение фундамента территории Беларуси и составить ряд соответствующих схем, разре-

зов и карт (Б.В. Бондаренко, Ж.П. Хотько, А.М. Пап, М.И. Михненок, Г.Г. Доминиковский и др.).

Сотрудниками Института геохимии и геофизики АН БССР совместно с БелНИГРИ и другими организациями под руководством Р.Г. Гарецкого опубликованы Тектоническая карта Беларуси масштаба 1 : 500 000 (1974) и монография "Тектоника Белоруссии" (1976). За эти работы коллективу авторов (Р.Г. Гарецкий, Р.Е. Айзберг, В.А. Богино, Б.В. Бондаренко, Г.В. Зиновенко, В.С. Конищев, В.Н. Макаревич, В.И. Пасюкевич) присуждена Государственная премия БССР 1978 г.

В последующем разрабатывались другие важнейшие проблемы тектоники: методика тектонического районирования, строение фундамента, соотношение глубинных и поверхностных структур, соляная тектоника, типизация и классификация структур, разломы фундамента и чехла, структурно-формационный анализ, неотектоника и др.

В послевоенные годы большое внимание уделялось изучению подземных вод, условий их формирования и ресурсов, баланса и химического состава. Подготовлены серии карт и геолого-гидрогеологических разрезов с данными о солевом составе и ресурсах воды, о глубинах залегания водоносных горизонтов. Проведены исследования по водоснабжению городов, в том числе Минска. Изданы монографии "Гидрогеология СССР. Т. II. Белорусская ССР" (1970), М.Ф. Козлова "Гидрогеология Припятского Полесья" (т. 1, 2; 1970, 1977), за которую в 1982 г. автору присуждена Государственная премия Белоруссии.

С целью изучения баланса подземных вод в Полесье созданы режимные станции, на которых определяются величина питания, амплитуда колебаний уровней воды во времени и на площади, водонасыщенность грунтов в зоне аэрации и другие параметры водоносных горизонтов (М.Ф. Козлов, П.А. Киселев, А.П. Лавров и др.).

Важным вкладом геологов является установление основных черт региональной гидрогеологии республики, геохимии подземных минеральных вод и рассолов, гидродинамики, вертикальной гидрохимической и геотермической зональности. Выяснено, что максимальные мощности зоны пресных вод соответствуют неглубокому залеганию пород кристаллического фундамента, минимальные — погружениям фундамента. Составлены карты мощностей зоны пресных вод, карты минеральных вод промышленного и лечебного значения. На базе источников минеральных вод построены в различных районах республики санатории (Ждановичи, Летцы, Нарочь, Рогачев и др.). Минеральная вода хлоридно-натриевая "Минская столовая вода" и др. используются как лечебные и питьевые.

Оценены ресурсы пресных и слабоминерализованных подземных вод на территории Беларуси. Разработан прогноз водообеспеченности народного хозяйства республики до 2000 г.

Установлены генезис и закономерности распределения в подземных рассолах йода, брома, стронция, щелочных и щелочноземельных элементов. Разработаны рекомендации по практическому их использованию (А.В. Кудельский, А.А. Махнач, В.М. Шиманович, В.А. Ольховик, Л.А. Демидович).

Проведены исследования в области региональной гидрогеологии и гидродинамики Припятского прогиба, изучены поровые растворы и их роль в геологических процессах, в том числе и в формировании ресурсов и химического состава подземных вод. Большое внимание уделено проблеме охраны подземных вод (А.В. Кудельский и др.).

С 1964 г. в Беларуси проводятся геотермические исследования. Составлена серия геотермических карт различных этажей осадочной толщи, выявлены аномальные температурные зоны, их связь с тектоникой, составлена карта тепловых потоков для ряда геологических структур (Г.В. Богомолов, В.И. Зуй, П.П. Атрощенко, О.С. Крылова, Л.А. Цыбуля, О.Н. Шпаков и др.).

Геологи, геофизики и геохимики своими исследованиями содействовали открытию на территории Беларуси важнейших видов полезных ископаемых (каменная и калийные соли, нефть, горючие сланцы, давсонит, фосфориты и др.).

В 1949 г. было открыто Старобинское месторождение каменной и калийных солей, которое в 1952 г. передано промышленности для эксплуатации. Решающую роль в его открытии и разведке сыграло Западное геологическое управление и прежде всего его Геологоразведочная экспедиция (начальник А.И. Свержинский) при участии Института геологических наук АН БССР. Экспедицией были пробурены первые 8 скважин, которые вскрыли толщи каменной и калийных солей. Керн этих скважин описали С.Х. Баязитов и А.С. Махнач. Авторами первого отчета по месторождению были А.И. Свержинский, К.Ф. Радькович, А.А. Иванов, А.С. Махнач и др. За открытие месторождения группа геологов была удостоена в 1952 г. Государственной премии СССР (Г.В. Богомолов, А.А. Иванов, П.А. Леонович, Н.П. Нестерова, А.Р. Нестеров, И.В. Проходцев, А.М. Розин, А.К. Шиленко). Позже были открыты Любанское и Петриковское месторождения калийных солей и Мозырское месторождение каменной. Изучением соленосности Припятского прогиба, кроме указанных исследователей, занимались А.Я. Стефаненко, П.И. Ховротович, Ю.И. Лупинович, Д.М. Ерошина, В.З. Кислик, Р.Г. Гарецкий, Э.А. Высоцкий, В.Н. Щербина, Н.Я. Карпович, Н.С. Петрова, В.Н. Вишневский, В.С. Конищев, В.П. Дашкевич, И.И. Зеленцов, В.С. Блецко и др.

Начиная с 1946 г., в Беларуси выполнялись геологоразведочные работы по обоснованию перспектив нефтеносности. Были установлены закономерности геологического строения, состава девонских отложений, их фациальные особенности, что имело важное значение для поисков нефти. Первый приток нефти был получен в 1952 г. на Ельской площади. В 1964 г. было открыто Речицкое, а позже Осташковичское, Тишковское, Давыдовское и другие (всего более 60) месторождения нефти в отложениях девона Припятского прогиба, которые позволили добывать около 2 млн т нефти в год. За обоснование перспектив нефтеносности Припятского прогиба и открытие месторождений нефти группа геологов Беларуси удостоена в 1972 г. Государственной премии БССР. Среди лауреатов — П.А. Леонович, П.В. Анцупов, Н.П. Травницкая, Ю.И. Павлов, В.А. Аввакумов, З.Л. Познякевич, Г.В. Богомолов, К.И. Лукашев, А.С. Махнач, К.И. Гнедин. Кроме указанных исследователей изучением нефтеносности Беларуси занимались В.Г. Акулич, Г.Л. Колдашенко, М.А. Рынский, В.К. Голубцов, И.П. Смилга, Н.П. Фурсова, П.К. Харчиков, С.П. Микуцкий, З.А. Горелик, А.М. Синичка, Р.Е. Айзберг, В.Н. Макаревич, В.А. Москвич, И.Е. Котельников, А.Ф. Савченко, В.Н. Бескопыльный, В.Д. Порошин и др.

Исследования геологов, начатые в 1963 г., привели к открытию в надсолевом девоне западной части Припятского прогиба крупного сланценосного бассейна, освоение которого в перспективе имеет большое значение. В пределах бассейна известны два месторождения сланцев (Туровское и Любанское) — Л.Ф. Ажгиревич, Ю.И. Горький, Н.Н. Кочкалда, И.Д. Еременко и др.

Открыты имеющие промышленное значение Житковичское и Бриневское месторождения бурых углей в неогеновых отложениях Припятского прогиба, установлены многочисленные пласты каменных и бурых углей в каменноугольных и юрских отложениях.

Важное значение имеет открытие и разведка Заозерного месторождения давсонита — сырья для получения алюминия и соды, Мстиславского и Лобковичского месторождений фосфоритов в Могилевской области, многочисленных месторождений строительных материалов, доломита, каолина. Выявлены большие запасы подземных пресных вод для городов и промышленных объектов, минерально-питьевых и бальнеологических вод как базы для строительства санаториев и курортов, промышленных рассолов.

В кристаллическом фундаменте открыты два месторождения железных руд (Новоселковское и Околовское), многочисленные рудопроявления черных и цветных металлов, редких и рассеянных элементов, нерудного сырья. Весьма перспективным является зона редкометального оруденения в районе Микашевичско-Житковичского выступа, в которой открыто Диабазовое месторождение редких металлов. Однако, большая потенциальная возможность фундамента на полезные ископаемые в полной мере не раскрыта.

Большое значение для изучения недр Беларуси имели геохимические и геофизические исследования. Материалы по истории геохимических работ в республике, полученные в 50—70-е годы, освещены в ряде работ (История геологических наук в Белорусской ССР, 1978; Академия наук Белорусской ССР, 1979; История геологического изучения территории Белоруссии, 1988 и др.). В 50-е годы были выработаны направления геохимических исследований по гипергенезу, покровным отложениям и ландшафтам (К.И. Лукашев и др.); рассмотрены некоторые вопросы применения геохимических методов исследования в геологии, сельском хозяйстве, медицине. В 60-е годы дана комплексная характеристика геохимических провинций (К.И.Лукашев и др.), разработаны геохимические показатели поисков нефти, минеральных солей и других полезных ископаемых (К.И. Лукашев, В.А. Лапуть, А.С. Махнач, З.Л. Познякевич и др.). Главные итоги геохимического изучения недр Беларуси в 70-е годы: дальнейшее развитие исследований по геохимии гипергенеза, геохимии генетических типов осадочного литогенеза и пород кристаллического фундамента, геохимии антропогена, литогеохимии и гидрогеохимии глубинных зон, палеогеохимии, геохимической индексации и корреляции; проникновение методов и идей геохимии в другие науки о Земле; роль геохимических исследований в открытии месторождений нефти, газа, рассолов; комплексная геохимическая характеристика месторождений бурого угля, горючих сланцев, калийных солей, железных руд, давсонита и др.; широкое применение геохимических методов в решении проблем засоления в районе Солигорска и окружающей среды, а также задач водоснабжения и развития санаторно-курортной зоны; приложение геохимии к сельскому хозяйству и медицине (К.И. Лукашев, В.К. Лукашев, В.А. Кузнецов, Л.А. Демидович, В.А. Лапуть, А.С. Махнач, А.М. Пап, Ю.И. Лупинович, Л.Ф. Ажгиревич и др.).

В указанных выше обобщающих работах освещена история геофизических исследований на территории Беларуси до 1975—1980 гг.

Все виды работ по изучению недр Беларуси всегда сопровождали геофизические исследования, которые систематически проводились производственной геологической службой республики. У истоков открытий нефти, минеральных солей, железных руд, сланцев, угля, давсонита и других полезных ископаемых были геофизики. Существенную роль играли также исследования геофизических подразделений научных учреждений (Институт геохимии и геофизики АН Беларуси и БелНИГРИ).

В 1947 г. в Институте геологических наук была создана геофизическая группа, которая позже была преобразована в геофизическую лабораторию. Затем в Институте была создана Плещеницкая геофизическая обсерватория, геофизическая станция в районе Нарочи, Опытно-методическая сейсмологическая партия, другие геофизические подразделения.

Все эти структурные геофизические подразделения выполнили большую работу. Составлены карты магнитных аномалий. Важным новым шагом в изучении недр явилось внедрение геофизических исследований в глубинное геологическое картирование. Очень интересны результаты исследований в области использования ЭВМ при интерпретации геофизических аномалий. Проведены сейсмологические наблюдения на стационаре Нарочь. Крупные исследования выполнены Плещеницкой геофизической обсерваторией по изучению электромагнитного поля. Здесь же впервые в Беларуси проведены наблюдения удаленных, близких и местных землетрясений, изучены условия распространения сейсмических волн на трассах эпицентров Карпат, Кавказа, Дальнего Востока и др. Указанные результаты геофизических исследований были получены геофизиками С.И. Рынгом, Ж.П. Хотько, Б.В. Бондаренко, И.А. Балабушевичем, Ю.Н. Кузнецовым и др.

В БелНИГРИ успешно развивались исследования в области разведочной геофизики. Совершенствовалась методика картирования нефтеносных межсолевых и подсолевых отложений Припятского прогиба, а также методика интерпретации результатов геофизических исследований нефтяных скважин (В.В. Масюков, Н.З. Заляев и др.). Важные результаты получены в относительно новом научном направлении — сейсмической стратиграфии (С.В. Клушин, К.И. Левашев), а также в рудной геофизике (Г.Д. Агафонов). Начиная с 1971 г., успешно развивались исследования в области математической теории комплексной интерпретации геофизических полей и теории геологического прогнозирования и создание на их основе компьютерных систем хранения, обработки, анализа и интерпретации геофизических полей в комплексе с геологическими данными. В результате этих исследований в 1978 г. была создана универсальная автоматизированная прогнозирующая система "Припять", которая включила в себя новейшие достижения в области математической геологии. Создана также оригинальная автоматизированная система хранения и анализа данных по кадастру подземных вод (Г.И. Каратаев).

Второй этап (1980—2000 гг.). К концу XX столетия на работы по геологическому изучению территории Беларуси стали влиять экономические преобразования, происходившие в последние годы существования СССР и особенно после приобретения республикой статуса самостоятельного государства. Начали пересматриваться взгляды на роль местной минерально-сырьевой базы в развитии народного хозяйства. Произошло сокращение численности специалистов, занятых изучением недр. Сузилась тематика научно-исследовательских и других учреждений геологического профиля. И все же этот этап отличается рядом крупных достижений.

Основной объем научных исследований выполнялся в Институте геохимии и геофизики (с 1993 г. — Институт геологических наук) АН Беларуси и Белорусском научно-исследовательском геологоразведочном института (БелНИГРИ). В них главное внимание уделялось геологии антропогена, литологии, геологии докембрия, геохимии, гидрогеологии, физике Земли, современным геологическим процессам, тектонике, геоэкологии. Возросло внимание к прогнозной оценке Беларуси на традиционные и новые виды минерального сырья. Определенные результаты были получены в созданном в 1990 г. Белорусском научно-исследовательском геологическом предприятии (БелГЕО), на кафедрах геологического профиля Белорусского и Гомельского государственных университетов, других вузов, в тематических группах (партиях) производственных объединений "Белгеология" и "Белоруснефть".

На этом этапе изучение кристаллического фундамента вступило в новую стадию. Выполнено описание минералов разных типов пород (А.М. Пап, В.М. Борковская, В.А. Дзыгарь, Г.П. Лукша и др.), установлена связь процессов минералообразования с генезисом и рудоносностью пород (Ю.С. Булкин, А.С. Махнач, В.Е. Островский, Г.И. Илькевич, Ю.А. Бабкин, В.И. Пасюкевич), выяснены температурные условия минерало-, породо- и рудообразования (Ю.С. Булкин, А.М. Пап, А.М. Дымкин и др.). Выполнялись региональные геолого-петрографические работы, предложены различные классификации горных пород и руд, дано их описание, произведено сопоставление с другими районами (А.М. Пап, Ю.С. Булкин, А.С. Махнач, Г.Г. Доминиковский, Д.А. Доминиковская, А.М. Дымкин, С.В. Сараев, В.Ф. Красовский). Развивалось петрологическое направление минералого-петрографических исследований, изучались вопросы генезиса разных по составу пород и руд, а также методы реконструкции первичной природы субстрата (А.М. Пап, Ю.С. Булкин, А.М. Дымкин, А.С. Махнач, Б.В. Бондаренко, И.П. Бордон, В.Ф. Красовский, Н.В. Аксаментова, И.В. Найденков, А.А. Архипова и др.). Значительное внимание уделялось изучению процессов метаморфизма и метасоматоза (И.В. Найденков, А.М. Пап, Ю.С. Булкин, Д.А. Доминиковская и др.).

При исследовании кристаллического фундамента интерес проявлялся к выявлению геодинамических условий формирования магматических комплексов в архее — раннем протерозое. Было доказано, что Белорусско-Прибалтийский гранулитовый пояс имеет чешуй-

чато-надвиговое строение (Н.В. Аксаментова, И.В. Найденков). Удалось получить подтверждение того, что на состав пород фундамента после его консолидации влияли тектонические процессы в палеозое и даже мезозое. Получили оценку геохимическая и металлогеническая специализация магматических пород базитовых и гранитоидных формаций и определены характеристики палеогеодинамических обстановок, что позволило усовершенствовать методику прогноза полезных ископаемых в породах нижнего докембрия. Одновременно с этим удалось уточнить стратиграфическое и возрастное положение структурно-вещественных комплексов фундамента на основе новых радиогеохронологических данных и выполнить корреляцию стратиграфических подразделений и процессов раннего докембрия Беларуси с соответствующими подразделениями Украинского щита, Воронежской антеклизы, стран Балтии, Польши, Скандинавии (А.М. Пап, И.В. Найденков, Н.В. Аксаментова и др.).

Выполнены значительные геохимические исследования. Получены фоновые и аномальные содержания микроэлементов в разных по составу, возрасту и генезису образованиях, установлены закономерности миграции микропримесей при процессах регионального метаморфизма, метасоматоза, гранитизации и выветривания (Д.Г. Чуйко, А.С. Махнач, Н.Н. Левых, И.П. Бордон, В.Е. Бордон, З.В. Криводубская, В.Ф. Красовский, Н.В. Аксаментова, И.В. Найденков, А.А. Архипова, Ю.С. Булкин, А.Б. Черняховский, М.И. Автушко, Л.И. Матрунчик, А.М. Пап, В.А. Вахрушев).

Большую роль в ведении всех форм геологических работ сыграло составление в соответствии со "Стратиграфическим кодексом СССР" унифицированных стратиграфических схем Беларуси (Решения ..., 1983). Эти схемы были подготовлены с большой детальностью и, в первую очередь, предназначались для использования при крупномасштабном геологическом картировании, детальных геологоразведочных работах, для составления специальных геологических карт. Разработанные 15 стратиграфических схем Беларуси от архея — нижнего протерозоя (кристаллический фундамент) до антропогена включительно были приняты на Межведомственном региональном стратиграфическом совещании в Гомеле (16—21 ноября 1981 г.), а затем утверждены Межведомственным стратиграфическим комитетом СССР (Ленинград, 14 мая 1982 г.).

Крупным обобщением геологических знаний о земной коре региона явилось создание в 1985—1990 гг. атласа геологических карт территории Беларуси. В реализации этих построений участвовало большинство научно-исследовательских, производственных и учебных организаций республики (научные руководители Р.Г. Гарецкий, Э.А. Левков). В результате был подготовлен комплект из более 130 карт геологического содержания в масштабе 1 : 1 500 000, составлены геологические карты платформенного чехла и фундамента, основные геоморфологические, геофизические, геохимические, гидрогеологические и тектонические карты, а также цикл литолого-палеогеографических карт позднего протерозоя, палеозоя, мезозоя и кайнозоя территории Беларуси и смежных областей.

Важным достижением геохимических исследований явилось создание атласа геохимических карт и справочника по геохимии Беларуси (В.Е. Бордон, Е.Т. Ольховик, Л.И. Матрунчик, Я.И. Аношко, Н.Д. Михайлов и др.), изданных в 1990 и 1995 гг. Эти работы раскрыли геохимическую зональность платформенного чехла и фундамента в регионе. Построенные 115 геохимических карт дали богатую информацию об уровнях накопления и ассоциациях химических элементов не только в чехле в целом, но и в отдельных стратиграфических подразделениях, привели к созданию геохимической основы районирования и прогнозной оценки территории. Выявившиеся особенности динамики геохимических процессов во времени позволили начать исследования по палеогеохимии (Махнач, Ольховик, Бордон, 1982).

Несмотря на заметное сокращение объемов палеонтолого-стратиграфических исследований, создавались литолого-корреляционные схемы фанерозойских отложений (В.К. Голубцов, В.И. Пушкин, С.А. Кручек и др.). Работы базировались на изучении десятков опорных разрезов в пределах крупных территорий. Эти материалы позволили создать "Атлас вендских и фанерозойских микрофоссилий БССР" (В.И. Пушкин, Т.Г. Обуховская и др.), выполнить межрегиональные стратиграфические корреляции.

Литологические исследования, как и на предшествующем этапе, в основном, затрагивали нижнюю часть разреза платформенного чехла. Строились среднемасштабные литолого-палеогеографические карты по большинству толщ верхнего протерозоя и палеозоя (Н.В. Веретенников, И.И. Урьев, С.А. Кручек, В.И. Шкуратов, В.И. Абраменко). Тщательнее других изучались девонские отложения, для которых по отдельным зонам и участкам создавались литолого-фациальные карты более крупного масштаба. Специальная работа проводилась по выявлению эпох платформенного вулканомагматизма, что позволило выделить и охарактеризовать в пределах Беларуси раннепротерозойский, вендский и позднедевонский этапы (А.С. Махнач, В.П. Корзун, Н.В. Веретенников). Это привело к выводу о вероятности обнаружения трубок взрыва (диатрем) и их возможной алмазоносности. В дальнейшем такое заключение подтвердилось (Е.А. Никитин, П.З. Хомич, Н.В. Веретенников). Получили детальную характеристику коры выветривания (Н.Н. Левых, $1988_{1,2}$).

В результате комплексного (стратиграфического, палеонтологического, литологического, геохимичес-

кого) изучения осадочного чехла получены существенные результаты по всему его разрезу, особенно заметные по верхнему протерозою, нижнему и среднему палеозою и антропогену. Уточнены сведения о верхнепротерозойских отложениях — их строении, стратиграфии, вещественном составе, фациям, условиям формирования и палеогеографии (Махнач и др., 1975, 1986, 1995, 1998). В результате в настоящее время белорусские геологи выделяют в верхнем протерозое рифей и венд, в рифее — бобруйскую, шеровичскую и белорусскую серии, в венде — вильчанскую, волынскую и валдайскую серии. Серии расчленены на горизонты и свиты. Все эти стратиграфические подразделения детально изучены.

В 1985 г. была опубликована монография А.С. Махнача, В.И. Шкуратова, Г.В. Зиновенко, Л.В. Пискун "Кембрий Белоруссии". В ней изложены результаты исследования кембрийских отложений Беларуси, приведена и обоснована стратиграфическая схема, дана литологическая и палеонтологическая характеристика выделенных стратиграфических подразделений, рассмотрены вопросы корреляции кембрия Беларуси и соседних территорий, палеогеография и фации, перерывы в осадконакоплении, зоны фациального замещения и выклинивания, ископаемые остатки органического мира. В составе кембрия Подлясско-Брестской впадины выделены балтийская серия нижнего кембрия (рытская и страдечская свиты), высоковская серия нижнего (спановская, бугская, величковичская свиты) и среднего (ставская и орлинская свиты) кембрия, а в северо-западной части — балтийская серия нижнего кембрия (рудаминская и лантоваская свиты), а также фрагменты буйковской свиты высоковской серии нижнего кембрия.

Детально изучены органические остатки (В.И. Пушкин, Л.В. Пискун, С.А. Кручек, Т.И. Моисеева) и литологические особенности (В.Ф. Ропот) ордовикских и силурийских отложений Беларуси (Ропот, Пушкин, 1987; Пушкин и др., 1991). В настоящее время в составе нижнего ордовика Беларуси выделены тремадокский, аренигский и нижняя часть лланвирнского ярусов (пакерортский, латорпский, волховский и кундаский горизонты), среднего — верхняя часть лланвирнского, лландейловский и карадокский ярусы, верхнего — ашгильский ярус; в силуре выделены: на юго-западе — нижний (лландоверийский и венлокский ярусы) и верхний (лудловский и пржидольский ярусы) отделы, на северо-западе — только нижний и условно верхний отделы.

Выяснялось геологическое строение девонских отложений, изучался их вещественный состав и палеогеография, определялись перспективы на полезные ископаемые. Уточнена ярусная принадлежность нижних горизонтов девона (выделен эйфельский ярус, соленосный тип разреза наровского горизонта и др.). Дана детальная характеристика семилукского горизонта — основного нефтепродуктивного объекта подсолевого девона, определено стратиграфическое положение вулканогенных толщ девона, дана детальная характеристика их строения и состава, расчленены соленосные толщи, определены перспективы нахождения неструктурных литологических и стратиграфических ловушек нефти в подсолевых и межсолевых отложениях, установлены закономерности распространения в разрезе органогенных построек и проведена их типизация, выполнены исследования по изучению распространения в разрезе продуктивных толщ пород-коллекторов. В Брестской впадине установлены и обоснованы палеонтологически ранее неизвестные в Беларуси аналоги нижнего девона Подолии.

Полученные результаты обобщены в работах: "Верхнедевонская щелочная вулканогенная формация Припятской впадины" (Корзун, Махнач, 1977), "Материалы по стратиграфии Белоруссии" (1981), "Девонская межсолевая толща Припятской впадины" (Махнач, Урьев, Кручек и др., 1981), "Девонские соленосные формации Припятского прогиба" (Гарецкий, Кислик, Высоцкий и др., 1982), "Органогенные постройки девона Белоруссии" (Махнач, Москвич, Кручек и др., 1984), "Сравнительная характеристика девонских отложений Припятского прогиба и Днепровско-Донецкой впадины" (Махнач, Корзун, Кручек и др., 1985), А.А. Махнача по катагенезу девонских отложений (1977, 1989, 1993), "Геологическая карта дочетвертичных отложений Белоруссии в масштабе I : 500 000" (1983), "Калийные соли Припятского прогиба" (Гарецкий, Высоцкий, Кислик и др., 1984), "Калиеносные районы мира" (Высоцкий, Гарецкий, Кислик, 1988) и др.

В принятой в настоящее время стратиграфической схеме девона Беларуси выделены нижний, средний и верхний отделы. К нижнему отделу отнесен лохковский ярус в составе борщевского и чортковского горизонтов, а также условно эмский ярус (витебский горизонт). В среднем отделе установлены эйфельский и живетский ярусы. В эйфельском ярусе выделены пярнуский и наровский горизонты, в живетском ярусе — старооскольский (полоцкий) горизонт. В верхнем девоне установлены франский и фаменский ярусы. В франском ярусе выделены ланский, саргаевский, семилукский, речицкий, воронежский, евлановский, домановичский горизонты, в фаменском ярусе — задонский, елецкий, петриковский, лебедянский, оресский, стрешинский, полесский. Во всех горизонтах установлены подгоризонты и слои (Решения ..., 1983).

Изучением девонских отложений занимались сотрудники производственных организаций (В.Н. Бескопыльный, В.А. Богино, А.Я. Зингерман, Г.И. Илькевич, М.С. Кичкина, Н.В. Кондратчик, М.Г. Левый, В.И. Пасюкевич, В.Д. Порошин, А.Ф. Савченко и др.) и научных учреждений (В.И. Авхимович, В.Е. Бордон,

Э.А. Высоцкий, В.К. Голубцов, Л.А. Демидович, Г.И. Кедо, В.З. Кислик, В.С. Конищев, В.П. Корзун, С.А. Кручек, В.П. Курочка, А.А. Махнач, А.С. Махнач, Н.С. Некрята, С.М. Обровец, Т.Г. Обуховская, З.Л. Познякевич, В.И. Пушкин, И.И. Урьев и др.).

Многие годы изучением каменноугольных отложений республики занимались В.К. Голубцов и Г.И. Кедо. Большой материал по этим отложениям содержится в монографии В.И. Толстошеева "Надсолевые девонские и каменноугольные отложения Припятского прогиба" (1983). Детальное изучение отложений карбона Припятского прогиба выполнено в 1975—1990 гг. в связи с выявлением в них Заозерного месторождения и рудопроявлений давсонита (Г.А. Белоусова, Ф.Л. Дмитриев, А.Я. Зингерман, М.Г. Левый, В.П. Курочка, Е.А. Никитин, В.И. Парибок, Н.А. Савченко, И.К. Сильвестров, П.З. Хомич, Д.Г. Чуйко и др.). Результаты исследований давсонита, бокситов и содержащих их отложений обобщены в монографии А.С. Махнача, Н.А. Савченко, Д.Г. Чуйко и др. "Давсонит Беларуси" (1995).

В настоящее время в каменноугольных отложениях Припятского прогиба выделены нижний, средний и условно верхний отделы (Решения ..., 1983; Решение ..., 1990). В нижнем отделе установлены турнейский, визейский и серпуховской ярусы, в среднем — башкирский и московский. Ярусы расчленены на более дробные стратиграфические единицы (надгоризонты, горизонты, свиты), для каждого из которых дана литологическая и палеонтологическая характеристика. Исследования по литологии и геохимии пермских и триасовых отложений на содержание в них меди, редких и рассеянных элементов выполнили В.Е. Бордон и К.Н. Монкевич. Новые данные получены о юрских, меловых, палеогеновых и неогеновых отложениях, о границе между неогеном и антропогеном (Осадконакопление ..., 1985).

Исследования по геологии антропогена отличались комплексностью и преимущественно выполнялись по тем научным направлениям, которые в начале 80-х годов сформулировал в своих трудах Г.И. Горецкий. В этой связи прежде всего изучались ложбины ледникового выпахивания и размыва, образующие систему ключевых палеогеографических арен. Такой подход был положен в основу геологического районирования плейстоценовых образований. Важное место отводилось монографическому изучению ледниковых возвышенностей, входящих в систему Белорусской гряды. Особенно детально исследовались строение, рельеф и этапы развития Гродненской, Волковысской, Слонимской, Новогрудской, Минской и Ошмянской возвышенностей (А.К. Карабанов, В.М. Феденя, М.Е. Зусь, М.А. Вальчик, М.Е. Комаровский). Анализировались особенности антропогеновых отложений как в Белорусском Полесье, так и Поозерье (Л.Н. Вознячук, Р.А. Зинова, А.Ф. Санько, И.Э. Павловская, А.К. Карабанов и др.). При этом были уточнены границы распространения последнего и более древних оледенений (Б.Н. Гурский, А.Ф. Санько, Д.А. Бессараб, А.Н. Баско), охарактеризованы литологические особенности ледниковых, межледниковых, современных образований (С.Д. Астанова, В.А. Кузнецов, С.Л. Шиманович, Б.Н. Гурский). Было доказано, что на территории Беларуси гляциотектонические явления широко развиты и представлены эталонными формами (Левков, 1980). Достижения в области изучения ледниковых валунов позволили создать в 1985 г. при Институте геохимии и геофизики АН БССР Экспериментальную базу по изучению ледниковых валунов (Ледавіковыя ..., 1993).

При анализе антропогеновой толщи особое внимание было уделено палеонтологическому исследованию разновозрастных биостратиграфических комплексов (Ф.Ю. Величкевич, Я.К. Еловичева, П.Ф. Калиновский, Э.А. Крутоус, Г.И. Литвинюк, Л.П. Логинова, В.И. Назаров, Т.Б. Рылова, Г.К. Хурсевич, Т.В. Якубовская и др.). Это позволило разработать детальную картину этапности развития плейстоценовой флоры и фауны Беларуси, а также предложить новую схему стратиграфического расчленения плейстоценовых образований. Главной особенностью этих изменений явилось введение в стратиграфическую шкалу эоплейстоцена, понижение нижнего рубежа антропогенового периода до 1,65 млн лет, перевод сожского ледникового горизонта в ранг подгоризонта. Подробная характеристика ископаемой биоты эоплейстоценовых и межледниковых горизонтов дала возможность скоррелировать их с аналогичными стратиграфическими подразделениями соседних стран. Разрабатывались детальные классификации генетических типов антропогеновых отложений (В.И. Ярцев).

Параллельно с работами по геологии антропогена под руководством А.В. Матвеева проводилось детальное изучение современных геологических процессов и геоморфологии региона. Вышли в свет монографии, характеризующие основные особенности и историю формирования рельефа Беларуси (А.В. Матвеев, Б.Н. Гурский, Р.И. Левицкая). Большое место отводилось исследованию динамики рельефа, раскрытию закономерности проявления склоновых процессов (Н.А. Махнач). Выделен и детально описан техногенный рельеф, определены критерии оценки допустимой техногенной нагрузки на земную поверхность. В 1986 г. за достижения в области изучения антропогеновых отложений и геоморфологии группа ученых и геологов-практиков была отмечена Государственной премией БССР в области науки (Г.И. Горецкий, Л.Н. Вознячук, Б.Н. Гурский, Г.И. Илькевич, Р.И. Левицкая, Э.А. Левков, И.А. Линник, А.В. Матвеев, Н.А. Махнач, О.Ф. Якушко).

80-е годы ознаменовали новый этап региональных геохимических исследований. Расширились и углубились разработки по геохимии ландшафтов и зоны гипергенеза, геохимии кайнозоя, геохимии осадочной толщи, петрохимии и металлогении кристаллического фундамента, гидрогеохимии, газогеохимии, экспериментальной и аналитической геохимии; вводятся новые аспекты — геохимия заповедных территорий, геохимическая экология, геохимия биосферы и техногенеза. Возрастает роль геохимии в системе мониторинга окружающей среды. Примечателен значительный поворот к решению практических задач народного хозяйства.

Работы в области геохимии гипергенеза, в основном, были направлены на выявление особенностей геохимических провинций и поведения элементов в разных геохимических типах четвертичных отложений. Детальнее других исследовались озерные, аллювиальные и ледниковые отложения, почвы (К.И. Лукашев, В.А. Кузнецов, Н.Н. Петухова, В.Б. Кадацкий, Т.Н. Симуткина, Я.И. Аношко, Е.И. Лосева и др.). Изучались ландшафтно-геохимические показатели участков с повышенной заболеваемостью населения злокачественными опухолями. Особенно глубоко анализировалась геохимия металлов, оказавшихся в осадках в результате техногенных процессов. Обнаружилось, что эти процессы ведут к появлению аномально высоких содержаний тех элементов, которые не характерны для антропогеновых отложений, часто одновременно несут черты как кислых, так и основных пород. Новообразованные концентрации опасны для биоты (например, никель). Эколого-геохимическое картирование ряда крупных городов позволило выделить в них напряженные экологические зоны и оценить влияние тяжелых металлов на здоровье населения. На базе адсорбентов были предложены новые методики геохимических исследований.

Чернобыльская катастрофа заставила геохимиков и геологов других направлений уделить особое внимание особенностям распределения и миграции радионуклидов. Удалось выявить плотность загрязнения этими искусственными изотопами почвенного разреза, выделить четыре самостоятельных радиогеохимических района, определить специфику миграции радионуклидов в основных типах элементарных ландшафтов и их сорбцию на геохимических барьерах (В.Б. Кадацкий, В.А. Кузнецов, А.В. Кудельский, В.А. Генералова, В.П. Кольненков). Выявлены закономерности распределения элементов в системах порода — почва и почва — растительность, а также специфика формирования областей выноса и аккумуляции радионуклидов в природных и нарушенных биогеосистемах зоны аварии на ЧАЭС (Н.Н. Петухова, Я.И. Аношко). Определялось направление миграции грунтовых и подземных вод из районов радиоактивного загрязнения (О.Н. Шпаков, В.П. Ильин, Г.И. Илькевич и др.).

В 1978 г. при Институте геохимии и геофизики АН БССР была создана Опытно-методическая сейсмологическая партия (А.П. Емельянов, А.М. Боборыкин). Была построена карта сейсмического районирования западной части Восточно-Европейской платформы. По историческим данным установлены эпицентры землетрясений до шести баллов в районах Борисова, южнее Вильнюса, в Белостоке, в районе Житомира. Инструментально зарегистрирован ряд землетрясений в районе Солигорска, Постав и др. Сейсмологические исследования были усилены после создания в Институте лаборатории сейсмологии (А.М. Боборыкин).

Новый шаг в изучении глубинного строения земной коры и верхней мантии Беларуси связан с проведением на территории Беларуси и Прибалтики глубинного сейсмического зондирования и крупными геолого-математическими обобщениями комплекса накопившихся геолого-геофизических данных (Глубинное строение ..., 1991). Эти работы проводятся в соответствии с международными проектами "Европроба"; "Евробридж" и МПГК (Р.Г. Гарецкий, Г.И. Каратаев и др.). Институтом создан Белорусско-Прибалтийский полигон, на котором проводятся комплексные геофизические исследования. В тектоносфере Белорусско-Прибалтийского региона выделены земная кора, литосфера и астеносферный слой. Установлена их глубинная структура и изучена латеральная неоднородность. В БелНИГРИ успешно продолжались исследования в области нефтяной, рудничной и математической геофизики.

Особое внимание уделялось изучению подземной гидросферы (А.В. Кудельский, С.П. Гудак, М.Г. Ясовеев, В.М. Шиманович, М.В. Фадеева, В.И. Пашкевич, А.А. Петрович и др.). Разработана схема гидрогеологического районирования территории Беларуси и выполнена гидрогеологическая стратификация платформенного чехла, описаны основные водоносные горизонты и комплексы, создана схема гидродинамической зональности основных гидрогеологических структур и гидрогеохимической зональности платформенного чехла. Выявлена тесная связь гидродинамических и гидрогеохимических характеристик, а также геофлюидодинамики и нефтегазообразования (Кудельский и др., 1997).

Новые данные были получены и по лечебно-санаторному применению минеральных вод и рассолов. В 1994 г. на базе этих сведений вышла в свет монография А.В. Кудельского и М.Г. Ясовеева "Минеральные воды Беларуси". В книге дано описание распространения, генезиса и бальнеологических свойств разнотипных минеральных вод, оценены перспективы их использования при расширении сети лечебно-профилактических учреждений республики.

Гидрогеологические исследования сопровождались большим объемом наблюдений на режимных полигонах (О.Н. Шпаков, Т.Д. Кривецкая, Н.А. Журавель,

В.Г. Жогло и др.). Сети наблюдательных скважин дали возможность оценить влияние мелиоративных работ на поведение подземных вод, а также выявить особенности техногенного (в той числе и радионуклидного) загрязнения грунтовых и подземных вод. Мониторинговые наблюдения, выполненные в Гомельском государственном университете (А.П. Пинчук, Н.А. Журавель, А.М. Гумен и др.), позволили установить влияние на подземную гидросферу напряженного состояния пород в приразломных зонах, сейсмичности, атмосферного давления, лунно-солнечных приливов и др.

При БелНИГРИ был создан республиканский центр "Подземные воды", что позволило оценить состояние водных ресурсов Беларуси, а также влияние водоотбора на окружающую среду. По инициативе специалистов БелНИГРИ (С.П. Гудак) хозяйственно-питьевое водоснабжение республики интенсивно переводилось на подземные источники. Выявлялись особенности распространения различных типов вод, оценивались условия их формирования и запасы, отрабатывалась технология добычи высококонцентрированных рассолов как гидроминерального сырья, составлялись карты (масштаба 1 : 500 000), отражающие состав, распределение и пути использования лечебных вод республики (С.П. Гудак, М.В. Фадеева, Л.И. Шаповал и др.).

С середины 80-х годов на стыке литологии и гидрогеологии зародилось, а затем получило быстрое развитие новое научное направление — литогидрогеохимия (А.А. Махнач). В рамках этого направления проведены исследования по катагенезу девонской толщи, подземным рассолам как источнике получения ценных химических элементов, разработана теория системы вода — порода, создана новая классификация природных вод по макрокомпонентному составу (А.А. Махнач, В.М. Шиманович, Л.Ф. Гулис).

Значительное развитие получили геотермические исследования. Они охватили не только территорию республики, но и весь запад Восточно-Европейской платформы (В.И. Зуй, Л.А. Цыбуля, Г.И. Урбан, М.С. Жук и др.). Для Беларуси были построены карты распределения температур на глубинах 100, 250 и 500 м, а для Припятского прогиба и для глубин 1, 2 и 3 км. При разработке международного проекта "Геотермический атлас Европы" (издан в Германии в 1992 г.) Институт геохимии и геофизики АН Беларуси стал головной организацией по территории всего Советского Союза, а В.И. Зуй — одним из основных редакторов этого издания. Начаты работы по оценке перспектив практического использования геотермальной энергии в Беларуси.

Тектоническое исследование территории Беларуси велось с широким привлечением сравнительного анализа с теми регионами, в пределах которых развиты однотипные структуры. Существенное место отводилось выявлению закономерностей пространственного и временного размещения структур, палеотектонике, а также проблемам тектонического контроля размещения полезных ископаемых. Особенно результативными были работы по выявлению закономерностей строения и локализации органогенных построек (В.А. Москвич), формирования и эволюции разнопорядковых структур на западе Восточно-Европейской платформы (Р.Г. Гарецкий, Г.В. Зиновенко), проявления галокинеза как в Припятском прогибе, так и в других соленосных бассейнах (В.С. Конищев), по установлению листрического характера разломов Припятского прогиба (Р.Г. Гарецкий, С.В. Клушин), а также работы о соотношении структурных планов крупных тектонических элементов на площади Беларуси и смежных областей (Р.Г. Гарецкий, Г.В. Зиновенко, Р.Е. Айзберг, В.Я. Коженов, К.Н. Монкевич, В.И. Толстошеев), корреляции геологических событий, моделированию тектонических процессов. Среди публикаций этого этапа, имевших наибольший резонанс, следует упомянуть монографии под редакцией Р.Г. Гарецкого "Палеотектоника Белоруссии" (1983), "Балтийско-Приднестровская зона перикратонных опусканий" (Зиновенко, 1986), "Тектоника запада Восточно-Европейской платформы" (1990), "Некомпенсированные прогибы Восточно-Европейской платформы" (Гарецкий и др., 1990).

В связи с нуждами практики заметное развитие получили неогеодинамические исследования. Впервые была составлена неотектоническая карта в масштабе 1 : 500 000, выполнено неотектоническое районирование территории Беларуси (Э.А. Левков, А.К. Карабанов). Привлекая специалистов соседних стран, удалось выявить особенности неогеодинамических процессов на западе Восточно-Европейской платформы и смежных областей. Доказано, что во время с позднего олигоцена до голоцена здесь сформировалась новая тектоническая структура (Балтийско-Белорусская синеклиза с наиболее погруженной Восточно-Балтийской рифтовой системой грабенов), развитие которой обусловило главные черты неотектоники Беларуси и стран Балтии. Тектоническая эволюция юга республики (в том числе Белорусского Полесья) шла под влиянием Карпатского орогена. По инициативе сотрудников ИГН НАН Беларуси был принят проект ЮНЕСКО № 346 "Неогеодинамика депрессии Балтийского моря и соседних территорий" (1994—1997 гг.), в реализации которого приняли участие ученые Беларуси, Украины, России, Литвы, Латвии, Польши, Германии, Дании и других стран (научные руководители Р.Г. Гарецкий, Э.А. Левков, Г. Шваб). Эта работа позволила оценить неогеодинамику обширной области Европы, охватывавшейся скандинавским оледенением.

В последнее десятилетие отличительной особенностью геологических работ, проводившихся как в научно-исследовательских учреждениях, так и на про-

изводстве, явился большой объем экогеологических исследований. Были разработаны критерии и методики экогеологической оценки территории, основанные на показателях природного состояния и характеристике техногенного воздействия на геологическую среду, включая и радиационное загрязнение (В.П. Ильин, Г.Л. Фурсиков). Определялась защищенность подземных вод от загрязнения (С.П. Гудак, М.В. Фадеева, Т.А. Кононова, В.И. Фоменко), выделялись территории с разной степенью благоприятности для проживания и деятельности человека (М.В. Фадеева, В.Н. Губин), в масштабе 1 : 500 000 составлялась карта техногенной нагрузки на территорию Беларуси (М.В. Фадеева, Л.И. Шаповал), выяснялись масштабы загрязнения атмосферы, гидросферы, литосферы. Это потребовало создания наблюдательной сети радиоэкологического и другого мониторинга геологической среды. Специальные работы позволили наметить пути подземного захоронения бытовых, промышленных, токсичных и радиоактивных отходов (А.В. Кудельский, М.Г. Ясовеев, В.И. Фоменко, Л.И. Шаповал). Анализировалась геохимия техногенных металлов, особенно неблагоприятных для человека (В.К. Лукашев).

В середине 80-х годов на базе выполненной к тому времени среднемасштабной геологической съемки были составлены и в 1988—1990 гг. изданы для широкого использования три базисные карты, характеризующие строение недр, размещение полезных ископаемых и рельеф территории Беларуси (масштаба 1 : 500 000): геологическая карта дочетвертичных отложений (главный редактор А.С. Махнач), геологическая карта четвертичных отложений (Г.И. Горецкий), геоморфологическая карта (Б.Н. Гурский). В 1991 г. эта серия была дополнена геологической картой в масштабе 1 : 1 000 000 кристаллического фундамента Беларуси и прилегающих территорий (Н.В. Аксаментова, И.В. Найденков, редактор А.М. Пап). Составленные карты широко использовались не только в разных ведомствах, но и при подготовке специалистов геологического и географического профиля (Г.И. Илькевич, В.И. Пасюкевич, М.С. Кичкина, Р.И. Левицкая, И.А. Линник и др.).

Важное значение для оценки минерально-сырьевой базы республики имел составленный в 1985—1990 гг. коллективом специалистов прогноз недр Беларуси на полезные ископаемые (головная организация БелНИГРИ, научный руководитель А.С. Махнач). Это исследование позволило не только оценить состояние минерально-сырьевых ресурсов и обеспеченность ими народного хозяйства республики, но и выполнить прогноз выявления традиционных и новых видов сырья, дать предложения по рациональному их использованию. Осуществленный прогноз показал, что в народном хозяйстве республики используется или может найти применение обширный круг местных полезных ископаемых: топливно-энергетические ресурсы (нефть, бурый уголь, горючие сланцы); рудные и нерудные неметаллические полезные ископаемые (калийные и поваренная соли, фосфориты, гипс, сырье для получения волокон, каолин, пирофиллит, цеолиты, кремень, глауконит, алмазы, янтарь); металлургическое сырье (железные руды, редкие металлы, алюминиевое и содовое сырье, формовочные пески); строительные и другие материалы (цементное сырье, известь, щебень и гравий, стеновые материалы, пески, глины, природный облицовочный камень, сапропели, торф и др.); подземные воды (пресные, минеральные, промышленные рассолы).

В 90-е годы в связи с усилившимся вниманием к местным минерально-сырьевым ресурсам прикладные проблемы заняли заметное место в тематике научно-исследовательских учреждений. В БелНИГРИ и ИГН АН Беларуси выполнялись исследования почти по всем видам традиционных полезных ископаемых, ряд тем направлялся на определение возможности выявления в республике новых видов сырья.

Основная деятельность БелНИГРИ была ориентирована на получение результатов, которые требовала практика геологоразведочных работ на нефть, горючие сланцы, бурый уголь, железные и медные руды, редкие металлы, золото, давсонит, соли, фосфориты, силициты, алмазы, строительные материалы, подземные воды и др. С этой целью в помощь работам на нефть была создана автоматизированная система "Прогноз", позволяющая по временным сейсмическим разрезам ОГТ осуществлять прогноз типов разреза и коллекторов; разработана методика локального прогноза нефтеносности, оценена роль размера структур и разрезов в образовании и сохранении залежей, проведено нефтегеоэкологическое районирование, определены перспективы нефтегазоносности (З.Л. Познякевич, С.П. Микуцкий, И.А. Слободянюк, А.М. Синичка). Одновременно сделана прогнозная оценка территории Беларуси на твердые горючие ископаемые и предложены пути их рационального использования (Л.Ф. Ажгиревич, В.А. Вечер, Н.С. Яковлева).

Оценка территории на другие твердые полезные ископаемые основывалась на построении комплекса прогнозно-минерагенических карт (Е.А. Никитин), причем для антропогеновых отложений такие построения выполнялись в крупном масштабе (Л.В. Бурцев, В.И. Ярцев и др.). Эти карты позволили выделить площади, перспективные на железные руды, сульфидное медно-никелевое и колчеданно-полиметаллическое оруденение, золото, вольфрам, давсонит, фосфориты, силициты, стройматериалы и т.д. Важным результатом явилось обоснование перспективности ряда площадей юго-востока Беларуси на алмазы (Е.А. Никитин, Н.В. Веретенников). Создан банк данных "Калий", содержащий информацию о калийных рудах Припятского

4. Зак. 5046

прогиба (В.З. Кислик). К 70-летию БелНИГРИ большой коллектив геологов издал крупную монографию "Геология и нефтегазоносность запада Восточно-Европейской платформы" (1997).

Реализуя программу ускорения геологоразведочных работ на период до 2000 г., сотрудники ИГН НАН Беларуси, БелНИГРИ и других научных учреждений оценили перспективы нефтегазоносности осадочных комплексов и пород фундамента (Р.Е. Айзберг, В.Н. Бескопыльный, Р.Г. Гарецкий, В.С. Конищев, З.Л. Познякевич и др.), определили возможность выявления бурого угля в толще юрских отложений (Л.Ф. Ажгиревич, К.Н. Монкевич), выяснили вещественный состав пород диатрем (Н.В. Веретенников, В.П. Корзун, Н.Н. Левых), выделили на севере Беларуси потенциальные на кимберлиты площади (В.Н. Астапенко, В.Е. Бордон, Л.А. Мастюлин и др.), изучили распределение сопутствующих полезных компонентов в железных рудах фундамента (И.В. Найденков, А.А. Архипова, А.М. Пап, Ю.С. Булкин), оценили перспективы палеогеновых и неогеновых толщ на россыпи (В.Е. Бордон, Я.И. Аношко, Е.Т. Ольховик), а триасовых — на медь (В.Е. Бордон, К.Н. Монкевич, Е.Т. Ольховик), определили концентрации редких химических элементов в отходах промышленного производства (А.А. Махнач, В.М. Шиманович), очертили перспективные участки на янтарь (Л.Ф. Ажгиревич, И.И. Урьев), проанализировали пути рационального использования сапропелей (В.К. Лукашев, Б.В. Курзо, Т.Н. Симуткина), оценили целесообразность освоения таких нетрадиционных видов сырья, как глауконит и кремень (Э.А. Левков, Л.И. Мурашко), а также добычи фосфоритов (В.Е. Бордон, К.Н. Монкевич), определили макрокомпоненты в грунтовых водах (А.В. Кудельский, В.И. Пашкевич), комплексно изучили минеральные воды и рассолы (А.В. Кудельский, В.М. Шиманович, М.Г. Ясовеев), обосновали возможность селективной экстракции йода и брома из подземных рассолов (В.М. Шиманович, А.Ф. Селевич, А.А. Махнач) и т.п. Одновременно внесены предложения по усовершенствованию стратегии региональных поисково-разведочных и научно-исследовательских работ в Беларуси (Р.Г. Гарецкий, Г.И. Каратаев, А.В. Матвеев). В 1999 г. за исследование минеральных вод Беларуси удостоены Государственной премии Беларуси С.П. Гудак, Э.И. Кашицкий, А.В. Кудельский, Н.В. Нечаев, П.З. Хомич, М.Г. Ясовеев.

Достаточно эффективными были работы БелГЕО (В.А. Москвич). Доказано, что в Беларуси может быть налажена попутная добыча золота при разработке месторождений антропогеновых песчано-гравийных пород. Намечены перспективы добычи янтаря, фосфоритов, железа и др., предложен ряд современных технологий извлечения полезных ископаемых.

В последние два десятилетия продолжалось расширение минерально-сырьевой базы республики. Общее количество разведанных месторождений полезных ископаемых доведено до 4000. В этом перечне: месторождения нефти; залежи угля в неогеновых, юрских и каменноугольных отложениях; горючие сланцы в девонской толще Припятского прогиба; калийные соли Старобинского и Петриковского месторождений и ряд перспективных залежей; поваренная соль (три месторождения); месторождения сапропелей; доломиты месторождения Руба; широкий спектр минеральных строительных материалов (строительный и облицовочный камень месторождений Микашевичи и Глушкевичи, месторождения цементного сырья, мела; стекольные, строительные и силикатные пески, месторождения песчано-гравийного материала, сотни месторождений глин и др.); формовочные пески; железные руды (Околовское и Новоселковское месторождения, ряд рудопроявлений); редкие металлы; алюминиевое и содовое сырье (давсонит Заозерного месторождения); фосфориты (Сожский и Припятский бассейны, ряд перспективных площадей), гипс, каолин, пирофиллит; сырье для получения минеральных волокон; глауконит, цеолитсодержащие силициты; пресные и минеральные подземные воды, рассолы. Проведенные работы позволили оценить перспективы недр на алмазы, золото, янтарь, графит и другие виды полезных ископаемых.

В последние десятилетия территорию республики полностью покрыли кондиционной геологической съемкой масштаба 1 : 200 000 (антропогеновые и доантропогеновые образования). На ряде участков в районах крупных городов и промышленных центров начала осуществляться и геологическая съемка масштаба 1 : 50 000, причем при проведении таких работ акцент делался на оценку геопотенциала территории и геоэкологические аспекты.

В Беларуси до начала 90-х годов почти не велась работа по выделению геологических памятников природы. То небольшое количество ледниковых валунов и обнажений, которое числилось в перечне охраняемых, было выделено случайно, по инициативе отдельных научных сотрудников. Недавно такие исследования были поставлены на систематическую основу. Разработана классификация геологических и геоморфологических памятников, а обследование ряда районов сразу же позволило в каждом из них обнаружить до нескольких десятков объектов, которые следует взять под охрану (В.Ф. Винокуров, Э.А. Левков, А.К. Карабанов).

Хотя в последние годы количество изданий в области науки о Земле сократилось, до недавнего времени ежегодно выходило в свет около 10—15 монографий и сборников научных трудов, публиковалось до нескольких сотен статей по разным направлениям геологии. В 1994 г. по инициативе Института геохимии и гео-

физики АН Беларуси и Белорусского геологического общества начал издаваться научно-геологический журнал "Літасфера", отражающий достижения ученых и геологов-практиков в области изучения белорусских недр, а несколько позже — Межведомственный бюллетень "Природные ресурсы".

За выдающийся вклад в изучение геологии Беларуси в послевоенные годы были избраны академиками Академии наук Беларуси К.И. Лукашев (1953), Г.В. Богомолов (1960), А.С. Махнач (1970), Р.Г. Гарецкий (1977), А.В. Матвеев (1994), членами-корреспондентами — А.В. Фурсенко (1950), В.Н. Щербина (1956), В.К. Лукашев (1986), В.А. Кузнецов (1989), А.А. Махнач (1994), А.В. Кудельский (1996), Р.Е. Айзберг (2000).

Современное состояние изученности недр Беларуси и приуроченных к ним минеральных ресурсов освещено в работах Р.Г. Гарецкого, Г.И. Каратаева, А.С. Махнача, А.В. Матвеева "Проблемы изучения литосферы Беларуси" (1994), Ф.С. Азаренко, В.А. Богино, П.З. Хомича "Современное состояние минерально-сырьевой базы Беларуси и основные направления ее дальнейшего развития" (1994). В них же сформулированы важнейшие проблемы изучения геологии и минеральных ресурсов республики. Показано, что в настоящее время в Беларуси создана в основных чертах научная геологическая база для решения практических вопросов. Выделены и охарактеризованы важнейшие проблемы литосферы в области стратиграфии, литологии, палеогеографии, тектоники, кристаллического фундамента, антропогена, геохимии, геофизики и других направлений. Дана краткая характеристика минерально-сырьевой базы республики. Подчеркнуто, что в условиях независимости Беларуси нужно по-новому подойти к оценке и использованию недр. Главная задача, которая стоит перед геологами в настоящее время, — это углубленное изучение геологического строения территории, расширение и укрепление минерально-сырьевой базы страны. Для решения этой задачи нужно сосредоточить усилия на следующих направлениях.

1. Более эффективное использование эксплуатируемых месторождений полезных ископаемых, прирост запасов для обеспечения ритмичной работы горнодобывающих предприятий на многие годы (нефть, каменная и калийные соли, цементное сырье и др.).

2. Освоение после соответствующей технико-экономической оценки и дополнительного наращивания запасов открытых и разведанных, но не эксплуатируемых месторождений железных руд, фосфоритов, давсонита, редких земель, углей, горючих сланцев и др. Применение для добычи отдельных видов полезных ископаемых геотехнологических методов.

3. Изучение выявленных рудопроявлений, зон и точек минерализации с целью перевода некоторых из них в ранг месторождений и залежей. Ревизия и оценка геохимических аномалий.

4. Прогнозная оценка всех стратиграфических горизонтов и тектонических элементов недр Беларуси на возможность выявления в них рудопроявлений, залежей и месторождений полезных ископаемых.

5. Детальное петрографическое, литологическое, палеонтологическое и геохимическое изучение наиболее распространенных в недрах Беларуси типов горных пород и минералов с целью возможного извлечения из них полезных компонентов и перевода их в группу новых видов минерального сырья.

6. Изучение минеральных вод и рассолов с целью более широкого использования их в бальнеологических целях и для получения из них ценных химических компонентов (йода, брома и др.).

7. Изучение экогеологических особенностей региона, проведение районирования территории с выделением зон (участков) с разной степенью эколого-геодинамического риска.

Глава 2

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ

Территория Беларуси расположена на западе Восточно-Европейской платформы. Здесь на кристаллическом фундаменте архейско-раннепротерозойского возраста залегает платформенный чехол различной мощности, в составе которого выделяются отложения от верхнего протерозоя до антропогена. Глубина залегания фундамента колеблется от нескольких десятков до 5000—6000 м. Обнажен фундамент только в самой южной части — в д. Глушкевичи Лельчицкого района Гомельской области и вскрыт карьером в Микашевичах Брестской области. В фундаменте Беларуси по преобладанию того или иного структурно-вещественного мегакомплекса выделены три типа геоструктурных областей: гранулитовые, гранитогнейсовые и вулканоплутонические. Первые подразделены на линейные (Белорусско-Прибалтийский гранулитовый пояс) и изометрические (Брагинский и Витебский гранулитовые массивы). К гранитогнейсовым областям можно отнести Центрально-Белорусскую (Смолевичско-Дрогичинскую) и Восточно-Литовскую (Инчукалнскую) зоны. Около трети площади фундамента Беларуси занимает Осницко-Микашевичский вулканоплутонический пояс. По глубине залегания кристаллического фундамента на территории Беларуси и смежных районов выделяются следующие структуры первого порядка: Белорусская и Воронежская антеклизы, Украинский щит, Балтийская и Московская синеклизы, Оршанская и Подлясско-Брестская впадины, Припятский прогиб, Латвийская, Полесская, Жлобинская и Брагинско-Лоевская седловины (рис. 2.1).

Белорусская антеклиза. Расположена в северо-западной части Беларуси и в смежных районах Польши, Литвы, Латвии на площади 300 х 220 км. В ней выделено ряд структур второго порядка: Центрально-Белорусский массив, Бобруйский, Ивацевичский, Мазурский, Вилейский погребенные выступы и Воложинский грабен. Абсолютные отметки залегания фундамента на большей части антеклизы не превышают –0,5 км, а в наиболее высокоприподнятой его части (Бобовнянский выступ Центрально-Белорусского массива) приподнимаются до +103 м.

В южной части антеклизы (Центрально-Белорусский массив, Ивацевичский выступ) осадочная толща представлена отложениями верхнего протерозоя (в основном вендский комплекс), которые перекрыты мезозойскими, а нередко непосредственно кайнозойскими отложениями. На северо-западе Центрально-Белорусского массива развиты кембрийские, ордовикские и силурийские отложения, на юге в вендском комплексе широко представлены вулканические туфы и туффиты, в самой южной части известны маломощные покровы базальтов и сопровождающие их туфы основного состава. В Воложинском грабене в осадочном чехле развиты, в основном, верхнепротерозойские (вендские, на востоке рифейские), а в его северо-западной части, кроме того, кембрийские, ордовикские и силурийские отложения, на юго-востоке девонские. На территории Вилейского погребенного выступа сплошным распространением пользуются вендские (в восточной части и рифейские) и среднедевонские отложения, а на северо-западе, кроме того, кембрийские, ордовикские и силурийские. На Бобруйском погребенном выступе известны рифейские, вендские и среднедевонские отложения.

Воронежская антеклиза. Заходит на территорию Беларуси своей западной частью. В ней выделены Суражский и Гремячский выступы, в которых отметки залегания фундамента к востоку воздымаются до –0,5 км и выше, и разделяющий их Клинцовский грабен. Здесь развиты рифейские, вендские и девонские отложения.

Украинский щит. На большом протяжении контактирует по глубинному разлому с крупной отрицательной структурой Беларуси — Припятским прогибом. Украинский щит своими северными отрогами заходит в южную часть Беларуси, где породы фундамента в отдельных пунктах обнажены.

Оршанская впадина. Расположена в северо-восточной части Беларуси на площади 300 х 200 км. Глубина залегания фундамента доходит до 1800 м. В ее составе выделено три структуры второго порядка: Витебская и Могилевская мульды, разделенные между собой Центрально-Оршанским горстом. В платформенном чехле Оршанской впадины повсеместно распространены рифейские, вендские и девонские отложения.

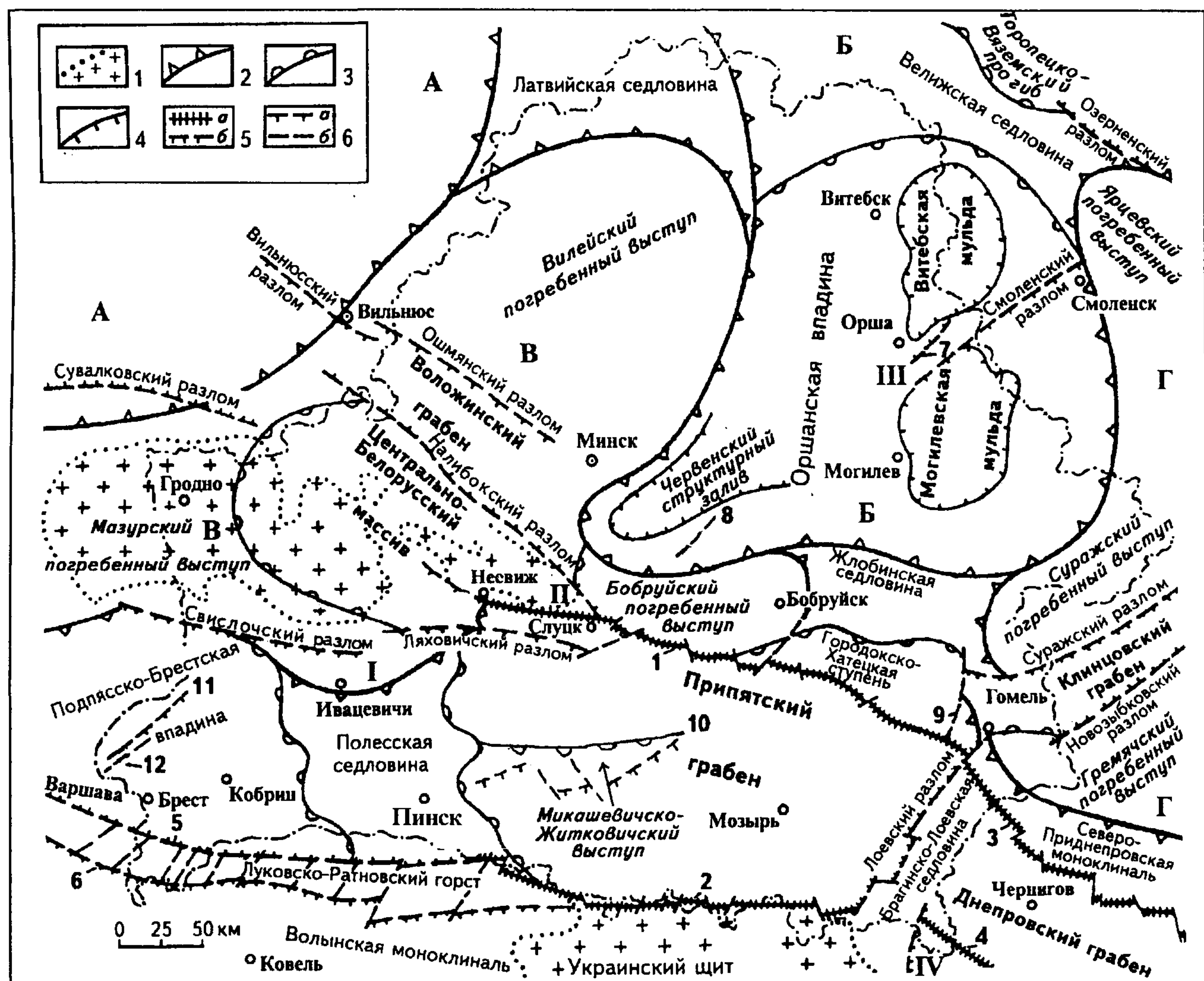


Рис. 2.1. Тектоническое районирование территории Беларуси по поверхности фундамента. Составили Р.Г. Гарецкий и Р.Е. Айзберг.

Границы: 1 — выходов фундамента по подошве юрско-антропогеновых отложений; 2 — структур I порядка, 3 — структур II порядка, 4 — структур III порядка; разломы: 5 — суперрегиональные (а) и региональные (б), 6 — субрегиональные (а) и локальные (б); синеклизы: А — Балтийская, Б — Московская; антеклизы: В — Белорусская, Г — Воронежская; погребенные выступы: I — Ивацевичский, II — Бобовнянский, III — Оршанский горст; IV — Южно-Приднепровская моноклиналь; разломы: 1 — Северо-Припятский, 2 — Южно-Припятский, 3 — Северо-Днепровский, 4 — Южно-Днепровский, 5 — Северо-Ратновский, 6 — Южно-Ратновский, 7 — Оршанский, 8 — Осиповичский, 9 — Гомельский, 10 — Житковичский, 11 — Высоковский, 12 — Прибугский.

Балтийская синеклиза, расположенная на территории государств Балтии, своей юго-восточной частью заходит в пределы Беларуси.

Московская синеклиза — крупнейшая отрицательная структура (площадь свыше 1 млн км²) Русской плиты, которая на территорию Беларуси заходит своим моноклинальным юго-западным склоном. Он сложен отложениями верхнего венда, девона, карбона, мезозоя и кайнозоя, которые перекрывают рифейско-нижневендские породы Оршанской впадины.

Подлясско-Брестская впадина. Расположена в юго-западной части Беларуси и в смежных районах Польши. Ее площадь 140 x 130 км. Глубина залегания фундамента от 500 до 6000 м. Фундамент быстро погружается с востока на запад. На юге Подлясско-Брестская впадина ограничена **Луковско-Ратновским горстом,** расположенным на северо-западе Украины. Его площадь 350 x 20—30 км. Эта структура отделяет Русскую плиту от Волыно-Азовской. Южнее Луковско-Ратновского горста на территории северо-западной части Украины находится Волынская моноклиналь, которая

заходит в юго-западные районы Беларуси. В платформенном чехле Подлясско-Брестской впадины широко распространены вендские, кембрийскиие, ордовикские и силурийские отложения. К венду приурочены мощные покровы базальтов и сопровождающие их туфы. Покровы базальтовой лавы небольшой мощности заходят из этой впадины на территорию Полесской седловины, Ивацевичского погребенного выступа и южной части Центрально-Белорусского массива, а их туфы распространены на бóльшей части территории Беларуси. На Луковско-Ратновском горсте и Волынской моноклинали распространены верхнепротерозойские отложения значительной мощности, включая вендские базальтовые вулканиты и сопровождающие их туфы.

Припятский прогиб. Расположен на юго-востоке Беларуси. Его площадь 180 х 130 км. Глубина залегания фундамента от 1500 до 6000 м. Припятский прогиб расчленен на многочисленные структуры второго порядка (ступени, горсты, грабены, погребенные выступы), в формировании которых определяющим фактором были глубинные разломы. Весьма характерны также такие структуры, как зоны приразломных поднятий и опусканий и др.

В юго-западной и центральной частях Припятского прогиба повсеместно распространены верхнепротерозойские отложения (в основном рифейские, частично вендские — вильчанские и волынские), в восточной части они отсутствуют и здесь на кристаллическом фундаменте залегают девонские отложения. Сплошным распространением пользуются девонские отложения большой мощности, на значительной площади — каменноугольные и пермо-триасовые. Большую роль в сложении девона северо-востока прогиба играют вулканические толщи щелочно-ультраосновного состава (излившиеся породы и сопровождающие их туфы).

Днепровско-Донецкий прогиб. Это чрезвычайно сложно построенная структура, расположенная на территории Украины и непосредственно примыкающая к Припятскому прогибу. Глубина залегания фундамента здесь доходит до 7000—8000 м и более. Она состоит из одноименного грабена, северной и южной бортовых зон. Платформенный чехол в прогибе сложен, в основном, девонскими, каменноугольными и пермскими отложениями. К северо-западной части прогиба приурочены мощные накопления вулканогенных образований (излившиеся породы и туфы) девонского возраста.

Брагинско-Лоевская седловина. Разделяет между собой Припятский и Днепровско-Донецкий прогибы. Глубина залегания фундамента равна 500—2000 м. Платформенный чехол сложен девонскими и более молодыми отложениями.

Полесская седловина. Разделяет Припятский прогиб и Подлясско-Брестскую впадину. Ее площадь 120 х 95 км. Глубина залегания фундамента от 300—500 м до 800—1000 м. Платформенный чехол представлен, в основном, рифейскими в краевых частях и вендскими (часто с базальтовыми покровами), а на востоке девонскими и более молодыми отложениями.

Микашевичско-Житковичский выступ в виде структурного носа Полесской седловины заходит далеко в Припятский прогиб, разделяя две структуры второго порядка Припятского прогиба — Старобинскую и Туровскую центриклинали. Кристаллический фундамент на выступе залегает близко к поверхности земли и вскрыт Микашевичскими карьерами. В центральной части выступа кристаллический фундамент перекрыт мезо-кайнозойскими отложениями, а в краевых частях — верхнепротерозойскими и девонскими отложениями.

Жлобинская седловина является восточным продолжением Бобруйского погребенного выступа и вместе с ним разделяет Оршанскую впадину и Припятский прогиб. Глубина залегания фундамента здесь составляет 400—700 м. В ее платформенном чехле выделяются верхнепротерозойские, девонские и более молодые отложения.

К числу главных структур фундамента Беларуси относятся Инчукалнский прогиб или пояс (определяемый иногда как Мазовецко-Литовская структурная зона), Белорусско-Прибалтийский гранулитовый пояс, Смолевичско-Дрогичинская шовная зона (иногда рассматриваемая как Центрально-Белорусский пояс), Осницко-Микашевичский вулканоплутонический пояс, Витебский и Брагинский гранулитовые массивы. Эти структуры были выделены в результате обобщения большого объема данных по вещественному составу, стратиграфии, метаморфизму и тектонике кристаллического фундамента региона. В составе докембрийского кристаллического фундамента Беларуси выделены стратиграфические подразделения нижнего архея, верхнего архея и нижнего протерозоя. К нижнему архею отнесены щучинская и кулажинская серии, рудьмянская толща, к верхнему архею — озерская, юровичская и притокская толщи, к нижнему протерозою — околовская и житковичская серии и белёвская толща. В фундаменте установлено значительное количество магматических комплексов архейского и протерозойского возраста. Так, в раннем докембрии Белорусско-Прибалтийского гранулитового пояса и Смолевичско-Дрогичинской шовной зоны выделены: архейские комплексы — березовский, голеновский, осмоловский и кореличский; протерозойские комплексы — русиновский, бобовнянский, жуховичский, гиперстеновых гранитоидов (коссовский), выгоновский, песковский, мостовский, каменецкий. В Осницко-Микашевичском вулканоплутоническом поясе выделены следующие магматические комплексы протерозойского возраста: волхвинский, микашевичский, житковичский, нагорновский, загорбашский, ничипоровский и комплекс трахидолеритов-трахитов. В крис-

таллическом фундаменте выделено также несколько метаморфических и ультраметаморфических комплексов.

В платформенном чехле Беларуси выделены отложения верхнего протерозоя (рифея и венда), палеозоя (кембрия, ордовика, силура, девона, карбона, перми), мезозоя (триаса, юры, мела) и кайнозоя (палеогена, неогена, квартера).

Рифейские отложения выполняют древний Волыно-Оршанский прогиб, протягивающийся через всю территорию Беларуси (Пинск, Минск, Орша). В составе рифея установлены три комплекса: нижнерифейский (бобруйская и шеровичская серии), среднерифейский (белорусская или полесская серия), верхнерифейский (?) (лапичская свита). Рифейские отложения представлены преимущественно песчано-алевритовыми породами с прослоями глин, изредка (в пинской и лапичской свитах) доломитов. В нижнем рифее известны вулканогенные образования.

Отложения вендского комплекса распространены почти на всей территории Беларуси и представлены осадочными, вулканогенными и вулканогенно-осадочными породами. В комплексе выделено три серии: вильчанская, волынская, валдайская. Отложения *вильчанской серии* развиты на востоке и в центральной части Беларуси. Серия сложена обломочными породами ледникового происхождения. В ней чередуются пласты тиллитов (древних морен) и межтиллитовых пород (песчаников и песков, тонкослоистых глинисто-алевритовых пород и глин).

Отложения *волынской серии* распространены почти на всей территории Беларуси. В ее составе выделено три свиты: горбашевская, ратайчицкая, лиозненская. *Горбашевская свита* известна на северо-западе Украины (Волынь) и на юго-западе Беларуси. Сложена разно- и крупнозернистыми аркозовыми песчаниками с прослоями гравелитов, конгломератов, глинистых алевролитов и глин, в верхней части с примесью пирокластического материала. Для пород свиты характерна красноцветная окраска, значительное содержание обломков темно-серого и желтого кварца.

Ратайчицкая свита представляет собой толщу вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород, которая сформировалась в результате вулканической деятельности волынского времени, наиболее интенсивно проявившейся на западной окраине Восточно-Европейской платформы (Беларусь, Украина, Польша). На территории Беларуси вулканогенные породы ратайчицкой свиты распространены почти повсеместно. Выделено три типа разрезов этой свиты: 1) эффузивные породы и туфы (юго-запад Беларуси), 2) вулканические туфы и туффиты (центральные и южные районы), 3) пирокласто-осадочные (туфогенные) и осадочные терригенно-глинистые (северная и северо-восточная части).

Отложения *лиозненской свиты* развиты, в основном, на северо-востоке Беларуси, где они представлены глинами и глинисто-алевритовыми породами с прослоями песчаников. Отложения свиты выделяются с различной степенью достоверности на юго-западе и юге Беларуси, где они сложены разнозернистыми песчаными породами.

Отложения *валдайской серии* занимают северную половину Беларуси, значительную площадь ее югозападной части. Наиболее полные разрезы серии известны в Оршанской впадине, где в ней установлено четыре седиментационных ритма. Три нижние из них образуют редкинскую свиту, четвертый — котлинскую. *Редкинская свита* распространена в Оршанской впадине, на склонах Белорусской антеклизы и частично в Подлясско-Брестской впадине. Сложена она ритмично чередующимися между собой песчаниками, алевролитами и глинами. В разрезах редкинской свиты Оршанской впадины, где она представлена наиболее полно, выделено три однотипно построенных седиментационных ритма. Нижняя часть каждого из них сложена песчаниками. Выше по разрезу выделяется пачка переслаивания песчаников и алевролитов, далее — пачка тонкослоистых, в различной степени глинистых алевролитов, которые сменяются тонкопелитовыми глинами. Окраска пород серая, светло-серая, зеленовато-серая, пепельно-серая, реже красноцветная. Основные типы пород: глины, алевролиты, песчаники, реже гравелиты. *Котлинская свита* распространена повсеместно в северной части Беларуси. Наиболее полные разрезы свиты приурочены к северной части Оршанской впадины. Верхняя часть свиты во многих районах размыта и в них сохранилась маломощная кора выветривания. Окраска пород свиты преимущественно серая, пепельно-серая и зеленовато-серая, в отдельных прослоях красноцветная. Основные типы пород свиты: глины, алевролиты, реже песчаники.

Кембрийские отложения известны на югозападе и северо-западе Беларуси. В кембрии Подлясско-Брестской впадины выделены балтийская серия нижнего кембрия, высоковская серия нижнего-среднего кембрия и орлинская свита среднего кембрия; на северо-западе — балтийская серия нижнего кембрия и фрагменты среднего кембрия (буйковская свита). В составе *балтийской серии* выделены отложения ровенского и лонтоваского горизонтов. *Ровенский горизонт* сложен переслаивающимися между собой серыми алевритовыми глинами, тонкослоистыми алеврито-глинистыми породами, алевролитами и песчаниками; *лонтоваский* — зеленовато-серыми и серыми глинами, алевролитами и песчаниками, часто с глауконитом и остатками трубчатых червей. *Надбалтийский нижний кембрий* представляет собой глинисто-песчаную толщу, сложенную серыми песчаниками с прослоями алевролитов, реже

глин. *Среднекембрийские отложения*, выделенные на юго-западе и северо-западе Беларуси условно, сложены светло-серыми и серыми песчаниками и алевролитами.

Ордовикские отложения распространены на юго-западе и северо-западе Беларуси, представлены, в основном, карбонатными (известняки, часто органогенные, доломиты, мергели) и лишь в его самой нижней части терригенными породами. В составе ордовика выделены нижний, средний и верхний отделы.

Силурийские отложения распространены в юго-западной и северо-западной частях Беларуси, занимая несколько меньшую площадь, чем ордовикские, представлены карбонатными породами (известняками, доломитами, мергелями) с большим содержанием органических остатков (кораллов, брахиопод, мшанок и др.). В составе силура юго-западной части Беларуси выделены отложения нижнего и верхнего отделов; на северо-западе — только нижнего отдела.

Девонские отложения распространены на большей части территории Беларуси. В составе девона выделены нижний, средний и верхний отделы.

Нижний девон, представленный лохковским ярусом в составе борщовского и чортковского горизонтов, известен в южной части Подлясско-Брестской впадины и на Волынской моноклинали, сложен известняками, доломитами, мергелями и глинами, с прослоями в верхней части песчаников и алевролитов. В восточных районах Беларуси к нижнему девону (эмский ярус) условно отнесены терригенно-карбонатные отложения витебского горизонта, для которых характерно присутствие оолитов.

В составе *среднего девона* выделены эйфельский и живетский ярусы. Эйфельский ярус сложен, в основном, доломитами, доломитовыми мергелями и глинами с прослоями известняка, ангидрита, гипса, а в отдельных районах Припятского прогиба каменной соли. В нижней части яруса преобладают сульфатно-карбонатные и песчано-алевритовые породы, в средней — карбонатные (в основном доломиты), в верхней — доломитовые мергели и глины.

Живетский ярус занимает несколько меньшую площадь распространения, чем эйфельский. Он представлен старооскольским (полоцким) горизонтом, сложенным в нижней части песчано-алевритовыми породами, в верхней — глинистыми с прослоями песчаников и алевролитов, реже доломитовых мергелей и доломитов.

Верхний девон представлен на территории Беларуси отложениями франского и фаменского ярусов. Франский ярус включает в свой состав ланский, саргаевский, семилукский, речицкий, воронежский, евлановский, ливенский и домановичский горизонты. Ланский горизонт сложен в нижней части песчаниками и алевролитами, в верхней — алевролитами и глинами; саргаевский, семилукский, речицкий, воронежский, евлановский горизонты — известняками, доломитами, мергелями с прослоями песчаников, алевролитов, ангидритов; ливенский и домановичский — каменной солью с прослоями ангидритов, песчаников, алевролитов, глин, мергелей, известняков и доломитов.

В северо-восточной части Припятского прогиба и на Жлобинской седловине верхнюю часть франского яруса составляет вулканогенная толща, сложенная эффузивными, пирокластическими и субвулканическими породами ультраосновного, щелочно-ультраосновного, щелочно-базальтоидного и среднего щелочного состава. В ней в районах Жлобина, Рогачева, Уваровичей обнаружены трубки взрыва. Отложения фаменского яруса широко распространены в Припятском прогибе. Для них характерны большие мощности (до 3—4 тыс. м и более) и значительные фациальные изменения. В его составе выделены нижне-, средне- и верхнефаменский подъярусы. Нижний подъярус включает в себя задонский, елецкий и петриковский горизонты (межсолевая толща), средний — лебедянский, оресский и стрешинский горизонты (верхняя, в основном, соленосная толща), верхний — полесский горизонт (преимущественно надсолевая толща). На северо-востоке прогиба нижнефранскому подгоризонту (верхняя часть межсолевой толщи) соответствует мощная толща вулканогенных пород.

Каменноугольные отложения распространены на территории Припятского прогиба и Волынской моноклинали. В их составе выделены нижний, средний и условно верхний отделы. В *нижнем карбоне* установлены турнейский, визейский и серпуховский ярусы. Турнейский ярус приурочен, в основном, к наиболее погруженным зонам прогиба и отсутствует, как правило, на соляных валах и куполах. Литологически и фациально турнейские отложения неоднородны. На севере и западе прогиба они представлены глинами, мергелями и известняками с прослоями песчаников и алевролитов; на юге — пестроцветными песчаниками, песками и глинами ("железистая толща"); в центральной — глинами с прослоями песков и песчаников. В составе турнейского яруса выделены лихвинский и чернышинский надгоризонты.

В визейском ярусе установлены малиновский, яснополянский и окский надгоризонты. Малиновский надгоризонт сложен песчаниками и глинами с прослоями углей. Яснополянский надгоризонт включает в свой состав бобриковский и тульский горизонты. Бобриковский горизонт сложен в нижней части песками и песчаниками, в верхней — глинами белыми и красноцветными, каолиновыми с прослоями бокситов, давсонита, боксит-давсонитовых пород, бурых углей. Малиновско-бобриковские отложения ("каолиновая толща") привлека-

ют к себе внимание в связи с тем, что в них открыто Заозерное месторождение, Осташковичское и другие рудопроявления давсонита, залежи бокситовых и боксит-давсонитовых руд, скопления пирофиллита, мощные толщи каолина, повышенные содержания ряда элементов. Тульский горизонт представлен, в основном, глинами с прослоями алевролитов, песков и песчаников, мергелей, глинистых известняков и доломитов, углей, сидерита. Окский надгоризонт в составе алексинского, михайловского и венёвского горизонтов сложен глинами, реже известняками с прослоями песков, песчаников, алевролитов, сидерита. Отложения серпуховского яруса известны только в Припятском прогибе, а на Волынской моноклинали — только образования визейского яруса.

Отложения *среднего карбона* сохранились от размыва в наиболее погруженных зонах Припятского прогиба, характеризуются фиолетовой, сиреневой и горчичной окраской. В среднем карбоне выделены башкирский и московский ярусы. Башкирский ярус сложен глинами, алевролитами, песчаниками, известняками с прослоями углистых глин и углей, московский — песчано-глинистыми породами с прослоями известняков. *Верхнекаменноугольные* отложения выделены условно в нескольких скважинах.

В отложениях перми, развитых в Припятском прогибе, выделено два отдела: нижний и условно верхний. *Нижний отдел* представлен красноцветными глинами с прослоями песчаников и алевролитов прудковской и свободской (соленосные породы) свит, *верхний* — дудичской свитой. Пермские отложения известны также в юго-западной и северо-западной частях Беларуси, где условно выделены пярлойская, ясиновская, каменецкая и новоакменская свиты.

Триасовые отложения распространены почти повсеместно в Припятском прогибе, где они представлены нижним, средним и верхним отделами. В *нижнем триасе* выделены выступовичская, коренёвская и мозырская свиты, в *среднем* — калинковичская и наровлянская, в *верхнем* — валавская свита. В триасе Подлясско-Брестской впадины выделены волчанская и новоголянская свиты нижнего отдела.

Отложения юрской системы распространены на западе и юго-востоке Беларуси и представлены средним и верхним отделами. В *среднем отделе* установлены байосский и батский ярусы в Припятском прогибе, келловейский ярус в Припятском прогибе и на западе Беларуси. Байосский и батский ярусы сложены песчано-глинистыми породами с углистыми прослоями, кварцитовидными конгломератами и гравелитами. Келловейский ярус представлен в нижней и средней частях известняками глинистыми, часто алевритовыми, серыми и темно-серыми, в верхней — мергелями и известняками, нередко с железистыми оолитами. Отложения оксфордского яруса *верхней юры* распространены на юго-востоке и западе страны и представлены известняками, часто песчанистыми, окремнелыми, органогенными с прослоями мергелей.

Отложения меловой системы распространены на большой площади южной части Беларуси, представлены нижним и верхним отделами. *Нижний отдел* (валанжинский, готеривский, барремский, аптский и альбский ярусы) сложен песчано-алевритовыми породами, часто с глауконитом, с прослоями глин; *верхний* (сеноманский, туронский, коньякский, сантонский, кампанский и маастрихтский ярусы) — в нижней части песками глауконито-кварцевыми, выше — песчанистым мелом, меловыми мергелями и мергельно-меловыми породами с кремневыми желваками.

Отложения палеогена распространены в южной части Беларуси. В их составе выделены отделы: палеоцен (сумская свита), эоцен (каневская, бучакская и киевская свиты), олигоцен (харьковская свита). Отложения палеогена представлены песками, алевритами, глинами, мергелями. В породах в значительном количестве содержится глауконит.

Неогеновые отложения распространены на большей части территории Беларуси. В составе неогена выделены отделы: миоцен и плиоцен, отложения которых представлены глинами, алевролитами и песками.

Четвертичные отложения распространены на территории Беларуси повсеместно, имеют значительную мощность, представлены комплексами различных типов ледниковых и межледниковых пород, чередующихся между собой. Четвертичная система подразделяется на плейстоцен (нижний, средний и верхний) и голоцен. В *нижнем плейстоцене* выделен гомельский надгоризонт, в *среднем* — брестский надгоризонт, наревский, беловежский, березинский, александрийский, припятский горизонты, в *верхнем* — муравинский и поозерский горизонты.

В фанерозое на территории Беларуси и сопредельных областей имели место крупные геологические события, которые определили ее геологическое строение и облик, характер современного структурного плана, набор полезных ископаемых в недрах. Важнейшие из них:

1. Перестройка структурного плана территории Беларуси в байкальское, каледонское, герцинское и альпийское время, что определило ход всех дальнейших геологических событий.

2. Разнообразие геологических обстановок, вызванное многократным чередованием трансгрессий и регрессий моря, и перерывы в осадконакоплении, во время которых формировались древние коры выветривания на кристаллическом фундаменте и различных горизонтах платформенного чехла.

6. Зак. 5046

3. Формирование в рифейское время Волыно-Оршанского авлакогена, протянувшегося через всю территорию Беларуси, на площади которого формировались в последующем более молодые структуры.

4. Вендское оледенение, охватившее значительную территорию Беларуси и оставившее следы в ее недрах в виде древних морен (тиллитов) и разделяющих межтиллитовых (межморенных) отложений.

5. Мощный вендский базальтовый вулканизм на юго-западе Беларуси и сопредельных территориях Украины и Польши, в результате которого образовались значительные по мощности покровы и потоки базальтовых лав и сопровождающих их туфов основного состава и формирование почти на всей территории Беларуси пластов пирокластических пород.

6. Формирование в позднем девоне уникальной тектонической структуры — Припятского прогиба, к которому приурочены важнейшие виды полезных ископаемых (нефть, каменная и калийные соли, горючие сланцы, бурый уголь, давсонит, бокситы, минеральные воды, рассолы и др.), накопление чрезвычайно больших масс минеральных солей.

7. Чрезвычайно мощный девонский щелочно-ультраосновной вулканизм в восточной части Припятского прогиба, в северо-западной части Днепровского прогиба и на Жлобинской седловине, формирование пластов вулканических туфов и примеси пирокластического материала в других породах на территории прогиба и в смежных районах, образование трубок взрыва в районах Жлобина, Рогачева, Уваровичей.

8. Длительные эпохи континентального и прибрежно-морского развития территории Беларуси в каменноугольное время, в результате чего в Припятском прогибе сформировались мощные толщи озерно-континентальных отложений и древних кор выветривания, к которым приурочены залежи углей, боксито-давсонитовых пород, пирофиллита.

9. Наличие меловой формации с высоким содержанием в ней кремней.

10. Мощные четвертичные оледенения, охватившие всю территорию Беларуси и определившие геологический и географический облик региона в последующие миллионы лет.

11. Современные геологические, а также техногенные процессы, которые медленно, но неуклонно формируют лик Земли.

На территории Беларуси разведан и освоен крупный калиеносный бассейн, месторождения каменной соли, нефти, давсонита, бурых углей, строительных материалов, выявлены месторождения железистых кварцитов и титаномагнетитовых руд, горючих сланцев, залежи каолинов, желваковых фосфоритов, рудопроявления цветных металлов, месторождение и рудопроявления редких и редкоземельных элементов, месторождения сырья для известковых удобрений, облицовочного камня. Разведаны и подготовлены к эксплуатации значительные запасы минеральных вод и рассолов, а также пресных подземных вод для водоснабжения городов и населенных пунктов республики. Заслуживают внимания работы на алмазы, янтарь, золото и другие полезные ископаемые.

В настоящее время, когда Беларусь стала самостоятельным государством, следует уделить большое внимание оценке перспектив ее недр на полезные ископаемые, более эффективному использованию эксплуатируемых месторождений нефти, каменной и калийных солей, строительных материалов и др., подготовке к эксплуатации открытых, но неэксплуатируемых месторождений железных руд, давсонита, редких элементов, бурых углей, рассолов и др., поискам новых месторождений полезных ископаемых. При освоении недр необходимо применение новых технических и технологических решений, коренным образом отличающихся от традиционных способов добычи полезных ископаемых. Наиболее эффективно эта задача может быть решена на основе геотехнологических методов. Применение этих методов позволит в условиях Беларуси вплотную подойти к освоению залежей давсонита, бокситов, меди, титана, циркония и др., непригодных для добычи традиционными методами.

Глава 3

СТРАТИГРАФИЯ И ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО ФУНДАМЕНТА (АРХЕЙ И НИЖНИЙ ПРОТЕРОЗОЙ)

Кристаллический фундамент Беларуси может изучаться почти исключительно по данным бурения и геофизических исследований. На настоящий момент он вскрыт более чем 4500 скважинами, проходка которых по кристаллическим породам составляет от нескольких до 900 м. Скважины распределены по площади весьма неравномерно; около половины из них сосредоточено на небольшом (площадью около 240 км^2) Микашевичско-Житковичском горсте, более 1700 скважин пробурено на Центрально-Белорусском массиве, почти 400 — на территории Припятского прогиба. В то же время, только два десятка скважин вскрывают фундамент на юго-западе Беларуси, а на всю восточную и северо-восточную часть страны приходятся единичные скважины. Столь разный уровень изученности фундамента буровыми работами обусловливает резко различную степень детальности выделения стратиграфических подразделений и их обоснованности. Достоверность стратиграфических разработок снижается не только из-за перекрывающего фундамент осадочного чехла, но и из-за исключительной сложности строения слагающих фундамент глубокометаморфизованных и подвергшихся интенсивной ультраметаморфической переработке образований, нередко в значительной степени или даже полностью утративших такие признаки дометаморфических пород (протолитов), как минеральный состав, особенности структур, текстур, химического состава и т.д. Все это приводит к тому, что возрастные соотношения между комплексами пород фундамента могут быть установлены с удовлетворительной степенью достоверности далеко не во всех случаях. Весьма серьезным отрицательным моментом является и отсутствие достаточного количества надежных изотопных определений возраста кристаллических пород Беларуси. Если не считать почти 200 определений радиологического возраста, полученных с использованием калий-аргонового метода, на настоящий момент мы располагаем примерно 40 определениями, полученными с помощью изохронного уран-свинцового метода по цирконам, и 150 определениями кинетическим свинец-свинцовым методом по единичным зернам циркона, что совершенно недостаточно для установления надежных возрастных характеристик многочисленных стратифицированных и интрузивных комплексов пород фундамента. Поэтому в основу расчленения образований кристаллического фундамента Беларуси было положено выделение крупных естественных ассоциаций (комплексов) пород, характеризующихся определенным минеральным составом, структурно-текстурными особенностями, уровнем метаморфических и ультраметаморфических преобразований, ассоциирующихся с определенными комплексами интрузивных пород и образовавшихся в ходе крупных самостоятельных этапов эволюции структуры земной коры региона. Определение взаимного положения выделенных подразделений в общем разрезе раннедокембрийских образований осуществлялось на основе интерпретации наблюдаемых в разрезах скважин соотношений пород, установления последовательности метаморфических преобразований, выражающихся в смене минеральных парагенезисов, немногочисленных изотопных датировок и сопоставлений с более детально изученными районами развития раннего докембрия. Площадное распространение выделенных подразделений стратиграфической шкалы определялось на основе интерпретации характера аномальных магнитного и гравитационного полей и данных бурения.

Выделение комплексов пород фундамента производилось на основе утвержденной в 1982 г. МСК СССР рабочей стратиграфической схемы архея и раннего протерозоя Беларуси (Решения ..., 1983), в которую были внесены изменения и дополнения, учитывающие полученные в последние годы данные. Возрастная индексация выделенных подразделений проводилась с точностью до эратемы. При этом были приняты следующие возрастные границы: между нижним и верхним археем — 3150±50 млн лет, между археем и протерозоем — 2500±50 млн лет и между нижним и верхним протерозоем — 1650±50 млн лет в соответствии с решением комиссии МСК СССР по нижнему и верхнему докембрию (Решение ..., 1990).

Первые сведения о стратиграфических подразделениях кристаллического фундамента Беларуси, основанные на изучении керна нескольких пробуренных к этому времени скважин и сопоставлениях с подразде-

лениями стратиграфической схемы Украинского щита, были получены в начале 50-х годов (Махлин, 1952_2). Таким образом, были установлены первые элементы строения кристаллического фундамента Беларуси, выделявшиеся под принятыми на Украине названиями.

В конце 50-х годов, когда количество пробуренных скважин достигло нескольких десятков, появились два новых варианта стратиграфической схемы докембрия Беларуси, разработанные А.С. Махначом (Махнач и др., 1957) и А.М. Папом (1962_2).

Первая из этих схем также опиралась на аналогии с докембрием Украинского щита. Она включала в себя аналог первого из трех установленных к тому времени метаморфических комплексов щита — толщу древних гнейсов нижнего архея; образования двух других метаморфических комплексов щита, определяемых как криворожская (саксаганская) и овручская толщи, только предполагались на территории Беларуси. Было также выделено несколько интрузивных комплексов — кировоградско-житомирский, относившийся к нижнему архею, днепровско-токовский (верхний архей или нижний протерозой) и коростенский.

В схеме А.М. Папа, учитывавшей первые полученные к этому времени калий-аргоновым методом датировки возраста пород фундамента Беларуси, выделялись 4 крупных стратиграфических подразделения: комплекс древних гнейсов архея, слагавших жесткое ядро в центральной части республики; комплекс глубокометаморфизованных парагнейсов нижнего протерозоя, обрамлявших центральное ядро; толща гнейсов на западе республики, предположительно относившихся к среднему протерозою, и толща сланцев и кварцитов на юге, условно сопоставлявшаяся с овручской серией Украинского щита.

Большой фактический материал, полученный в 60-е годы в процессе среднемасштабного глубинного геологического картирования (ГГК) на территории Центрально-Белорусского массива, позволил разработать локальные схемы стратиграфии для отдельных съемочных листов. Несмотря на многочисленность выделявшихся при этом под разными названиями стратиграфических подразделений самого разного объема и возраста, практически все схемы содержали ограниченное количество устойчивых ассоциаций пород, развитых или на всем массиве или на его большей части, а именно: комплекс метаморфизованных в условиях гранулитовой фации пород основного состава (кристаллических сланцев или основных гранулитов, а также амфиболитов), с которыми тесно ассоциировали мигматиты гранулитовой фации (различные эндербитоиды и чарнокитоиды); породы комплекса были приурочены к зонам повышенных значений аномальных геофизических полей, обычно рассматривавшихся как "синклинальные" структуры; комплекс метаморфических и ультраметаморфических пород преимущественно кислого и кисло-среднего состава, представленных различными гнейсами, мигматитами и гранитогнейсами в зонах пониженных значений аномальных геофизических полей, трактовавшихся как "антиклинальные" структуры; комплекс глиноземистых гнейсов, встречавшихся в структурах обоих типов и иногда включавшихся в состав одного из двух первых комплексов.

Обобщение этих данных позволило А.М. Папу разработать в начале 70-х годов новую стратиграфическую схему докембрия Беларуси (Пап, 1971_2, 1977). Согласно этой схеме (табл. 3.1), все гнейсово-амфиболитовые толщи Центрально-Белорусского массива объединялись в щучинскую серию, первоначально относившуюся на основании датировок калий-аргоновым методом к нижнему протерозою; позднее, на основании установления метаморфизма пород серии в условиях высокотемпературных метаморфических фаций (амфиболитовой и гранулитовой) и сопоставлений с более детально изученными районами серия была отнесена к архею. Щучинская серия подразделялась на две части: нижнюю подтолщу интенсивно гранитизированных гнейсов (метаморфизованных вулканогенно-терригенных пород) в структурах предположительно антиклинального характера и верхнюю подтолщу гнейсов и основных кристаллосланцев (метаморфизованных осадочно-вулканогенных пород) в предположительно синклинальных структурах. Относительное положение этих двух стратиграфических подразделений определялось на основании концепции о наличии в земной коре регионального фронта гранитизации, более интенсивно перерабатывающей породы, находящейся в низах коры и имеющей более древний возраст (Пап, 1971_1, 1977). Стратиграфически выше щучинской серии помещалась установленная в центре Беларуси толща относительно слабо метаморфизованных пород специфического состава (плагиогнейсов, амфиболитов и различных сланцев с горизонтами железистых кварцитов); эта толща была определена как околовская серия нижнего протерозоя (Стасевич и др., 1971). Наиболее молодой в схеме А.М. Папа считалась кварцито-сланцевая толща (житковичская серия), сначала относившаяся к среднему протерозою, но впоследствии помещенная в нижний протерозой (Пап, 1977).

В 70-е годы параллельно с представлениями А.М. Папа о строении кристаллического фундамента Беларуси развивались взгляды Г.Г. Доминиковского. Первоначально им было выдвинуто предположение о наличии на территории республики крупного гранитогнейсового купола или овала, ядро которого, располагавшееся в центральной и восточной частях Беларуси в области мозаичных аномалий геофизических полей, слагали гранито- и гранодиоритогнейсы и интрузивные породы гранодиоритовой формации, среди которых в

Таблица 3.1

Схема стратиграфического расчленения докембрия Беларуси по А.М. Папу (1977)

Группа	Система	Метаморфические и магматические комплексы
Протерозойская	Верхняя	Кварцевые порфиры
	Средняя	Граниты микроклиновые, адамеллиты и монцодиориты запада БССР
	Нижняя	Габбро-диабазы и оливиновые диабазы Гибридные амфиболовые габбро, диориты, гранодиориты и микроклиновые граниты юга и востока БССР (осницкий комплекс) **Житковичская свита** — сланцы по липаритовым порфирам, диабазам и андезито-базальтам и пирокластическим осадочным породам **Околовская свита** — железистые кварциты, плагиогнейсы и сланцы
Архейская		Плагиоклаз-микроклиновые граниты Минска, Блони Граниты, плагиограниты синорогенные и мигматиты Плагиограниты, эндербиты и чарнокиты Габбро, габбро-нориты и ультраосновные породы (перидотиты, тальк-флогопитовые сланцы) **Щучинская серия**: *верхняя подтолща* — биотит-амфиболовые гнейсы, амфиболиты, пироксенсодержащие амфиболиты и двупироксеновые кристаллические сланцы *нижняя подтолща* — биотитовые и амфибол-биотитовые плагиогнейсы с прослоями гранатовых и силлиманитовых гнейсов

виде реликтовых участков присутствовали осадочно-метаморфические породы древней дитвинской серии (Доминиковский, Медушевская, 1971). Несколько позднее дитвинская серия была определена как “комплекс протооснования” (Доминиковский, Медушевская, 1973); считалось, что породы этого же комплекса, представленные разностями основного состава с телами габбро-норитов и чарнокитов, были развиты и на западе Беларуси, в “синклинальных” структурах области линейных геофизических аномалий, где они сохранились лучше, в связи с более слабо проявившейся здесь региональной гранитизацией.

В 1973 г. для всех архейских амфиболит-гнейсовых толщ фундамента Беларуси был предложен термин “неманская серия” (Воскресенская, 1973); несколько позже геологами производственных организаций, принявшими это название, неманская серия была расчленена на те же две толщи, что и щучинская серия, т. е. на нижнюю толщу кислых пород и верхнюю толщу амфиболитов и гнейсов среднего состава (Железорудные ..., 1974). В конце 70-х годов все метаморфические образования фундамента Беларуси, за исключением локально развитых околовской и житковичской серий, вновь были отнесены к единой, не имевшей более дробных подразделений, неманской серии архея (Доминиковский, Доминиковская, 1978) (табл. 3.2).

Таким образом, к концу 70-х годов основным итогом изучения раннего докембрия Беларуси явилось выделение трех главных стратиграфических единиц — архейской щучинской (неманской) серии, слагавшей практически весь кристаллический фундамент республики, а также нижнепротерозойских околовской и житковичской серий, развитых, соответственно, на небольших площадях в центре и на юге Беларуси. Следует подчеркнуть, что представления о характере соотношений выделявшихся в составе щучинской серии двух толщ (т. е. более древней толще кислых пород и более молодой — основных) не были общепринятыми. Так, еще в 1966 г. Г.Н. Васильевой и др. было высказано предположение, что в районе г. Щучина толща кислых пород щучинской серии занимает более высокое стратиграфическое положение по сравнению с толщей пород основного состава. Позднее, при интерпретации данных по сейсмическому профилю Гродно — Старобин, геофизиками была выдвинута гипотеза о принадлежности толщи основных пород, образовавшейся за счет поднявшегося к поверхности вещества базальтового слоя, к древнейшим комплексам региона. Располагавшиеся между зонами основных пород зоны пород кислого состава рассматривались как “области проседания”, выполненные более молодыми осадочными и вулканическими породами (Михненок и др., 1973).

В начале 80-х годов была разработана рабочая схема стратиграфии раннего докембрия Беларуси, утвержденная в 1982 г. Межведомственным региональным стратиграфическим комитетом СССР (Решения ..., 1983). В схеме нашли отражение, прежде всего, наиболее устоявшиеся на то время и принятые большинством геологов Беларуси представления о стратиграфическом расчленении фундамента (табл. 3.3). Использование схемы позволило унифицировать подходы к картированию фундамента различными организациями и облегчило корреляцию подразделений докембрия Беларуси и других регионов. В то же время, в схеме изначально име-

Таблица 3.2

Схема стратиграфии и магматизма Беларуси по Г.Г. Доминиковскому (Доминиковский, Доминиковская, 1978)

Группа	Подгруппа	Метаморфические образования	Магматические образования	Метасоматические образования
Протерозойская	Поздняя	**Белевская свита** — кварцитопесчаники **Лучковская свита** — кварцевые порфиры		
	Средняя		**Песковский комплекс** – оливиновое габбро, габбро-анортозиты, габбро-диабазы, диабазы, микроклиновые граниты **Гранодиоритовая формация:** **Осиповщинский комплекс** — граниты пегматоидные и аплитовидные микроклиновые **Житковичский комплекс** – лейкократовые граниты и гранит-аплиты **Мостовский комплекс** — граниты и гранодиориты биотитовые, биотит-амфиболовые **Озерский комплекс** — плагиограниты биотитовые, биотит-амфиболовые, амфиболовые **Полонский комплекс** — диориты, граносиениты, гранодиориты, граниты порфировидные биотитовые и биотит-амфиболовые **Микашевичский комплекс** — диориты, гранодиориты, граниты	**Комплекс кварцевых метасоматитов** — мусковит-кварцевые, хлорит-мусковит-кварцевые, мусковит-биотит-кварцевые метасоматиты с турмалином и флюоритом **Комплекс щелочных метасоматитов** — альбитовые, альбит-микроклино-пертитовые и микроклиновые метасоматиты **Комплекс гранитогнейсов** — биотитовые, биотит-амфиболовые плагиоклазовые и микроклиновые гранитогнейсы и мигматиты
	Ранняя	**Околовская серия** — амфиболиты, куммингтонитовые и антофиллитовые гнейсы и сланцы, иногда с гранатом, железистые кварциты, гранат-биотитовые, силлиманит-биотитовые гнейсы	**Выгоновский комплекс** — граниты биотитовые **Русиновский комплекс** — габбро, амфиболовое габбро, габбро-амфиболиты, горнблендиты, хлорит-амфиболовые породы	
Архейская		**Неманская серия** — кристаллосланцы и гнейсы гиперстеновые, двупироксеновые, пироксен-амфиболовые, амфиболовые, гранат-пироксеновые, гранат-биотитовые, иногда с кордиеритом, пироксеновые амфиболиты	**Голеновский комплекс** – граниты пироксеновые, пироксен-амфиболовые, амфиболовые, преимущественно ортоклазовые **Габбро-норитовая формация:** **Корелический комплекс** — габбро, габбро-нориты, диориты, ильменит-магнетитовые руды **Березовский комплекс** — габбро, габбро-нориты, нориты, габбро-амфиболиты, пироксениты и горнблендиты	**Чарнокитовый комплекс** — эндербиты, гиперстеновые, двупироксеновые, пироксен-амфиболовые, преимущественно ортоклазовые или антипертитовые чарнокиты

Таблица 3.3

Существующий (А) и принятый авторами (Б) варианты стратиграфической схемы архея и нижнего протерозоя Беларуси

А. Региональная стратиграфическая схема архея и нижнего протерозоя Беларуси (Решения ..., 1983)

Подразделения общей стратиграфической шкалы и их границы		Корреляция местных стратиграфических разрезов			
		Западная часть Беларуси		Центральная и восточная части Беларуси	
		Стратифицированные образования	Магматические и ультраметаморфические образования (комплексы)	Страфицированные образования	Магматические и ультраметаморфические образования (комплексы)
PR	PR_2			Лучковская свита	
	PR_1		Мостовский	**Житковичская серия** Кожановичская свита Люденевичская свита	Ничипоровский Каменецкий Нагорновский Житковичский Микашевичский Волхвинский
AR	AR_2	Спушанская толща	Песковский Русиновский	**Околовская серия** Яченская толща Шашковская толща Гуменовщинская толща	Жуховичский Русиновский
	AR_1	**Щучинская серия** Дитвинская толща Заборская толща	Полонский Кореличский Голеновский Березовский	**Кулажинская серия**	

Б. Принятый авторами вариант региональной стратиграфической схемы архея и нижнего протерозоя Беларуси (1998 г.)

PR_{1-2}		Каменецкий и мостовский *магматические*	**Бобруйская серия** Мышковичская свита Лучковская свита	Трахидолерит-трахитовый, ничипоровский и загорбашский *магматические*
PR_1	**Околовская серия** Шашковская свита Гуменовщинская свита Думичская свита	Песковский, выгоновский, гиперстеновых гранитоидов (коссовский), жуховичский, бобовнянский и русиновский *магматические*	Белевская свита **Житковичская серия** Кожановичская свита Люденевичская свита	Житковичский 2 (березинский), нагорновский, житковичский 1, микашевичский и волхвинский *магматические*
AR_2–PR_1	**Озерская и притокская толщи**	Мигматит-гранитогнейсовый (полонский) и бластомилонитовый *ультраметаморфические* и кореличский *магматический*	**Юровичская толща**	Мигматит-гранитогнейсовый *ультраметаморфический* и анисимовский *магматический*
AR_1–AR_2	**Рудьмянская толща** **Щучинская серия** Дитвинская толща Заборская толща	Эндербит-чарнокитовый *ультраметаморфический*, осмоловский, голеновский и березовский *магматические*	**Кулажинская серия**	

лись недостатки, среди которых наиболее существенным являлась неопределенность стратиграфического положения гнейсовых толщ амфиболитовой фации, развитых в центральной части республики, для которых в схеме отсутствовало соответствующее подразделение. Кроме того, недостаточно убедительным было обоснование выделения ряда интрузивных комплексов, объем и возрастное положение которых определялись весьма приблизительно. Неудовлетворительной была и детальность расчленения образований фундамента.

С начала 80-х годов несколько иной вариант стратиграфической схемы раннего докембрия разрабатывался сотрудниками БелНИГРИ Н.В. Аксаментовой, И.В. Найденковым и А.А. Архиповой (Аксаментова и др., 1981; Докембрийская ..., 1988). В соответствии с этой схемой наиболее древние образования, относимые к гранулитовому комплексу раннего архея, подразделялись на две серии — нижнюю метабазитовую (ивьевскую) и верхнюю глиноземистых гнейсов (кулажинскую). Это двучленное строение нижней части разреза докембрийских толщ района в несколько видоизмененном виде было зафиксировано и в схеме, утвержденной МСК, согласно которой в разрезе щучинской серии выделялись две толщи — метабазитовая заборская (нижняя) и метапелитовая дитвинская (верхняя); последняя рассматривалась как аналог кулажинской серии, развитой на юго-востоке Беларуси, на территории Брагинского массива.

В 80-е годы сотрудникамии БГЭ ПО "Беларусьгеология" и БелНИГРИ в составе гранулитового комплекса Центрально-Белорусского массива была выделена в качестве самостоятельного стратиграфического подразделения раннего архея толща пород специфического состава. Эта толща, вскрытая буровыми скважинами примерно в 50 км к западу от Минска, образует узкую полосу, протягивающуюся в север—северо-восточном направлении вдоль восточной границы Белорусско-Прибалтийского гранулитового пояса. Возможно, она также слагает значительные площади в пределах Минского и Витебского гранулитовых блоков и небольшие изолированные гранулитовые блоки в центре Беларуси. В разрезе толщи преобладают гнейсы, часто гранатсодержащие, амфиболиты и основные кристаллические сланцы гранулитовой фации с прослоями и телами кальцифиров, мраморов, эвлизитов, пироксенолитов, железистых кварцитов. Толща заметно отличается от гранулитов щучинской серии широким развитием высокожелезистых и карбонатных пород; в небольшом количестве в разрезе толщи были установлены графитсодержащие гнейсы. Впервые выделенная Л.И. Матрунчиком и др. в 1985 г. как эвлизитовая формация, толща получила в 1986 г. название "рудьмянской" (Ю.А.Деревянкин и др.; см. табл. 3.3).

Более молодые образования раннего докембрия, развитые к западу и востоку от гранулитового пояса и, по-видимому, располагающиеся стратиграфически между щучинской и околовской сериями, выделялись под названием амфиболит-гнейсового комплекса или озерской серии (Аксаментова и др., 1981). Первоначально в состав комплекса включались также интенсивно гранитизированные породы амфиболитовой фации, развитые в области линейных геофизических аномалий (т. е. в пределах Белорусско-Прибалтийского гранулитового пояса) в зонах пониженных значений аномальных геофизических полей (соответствовавших в прежнем понимании антиклинорным структурам); позднее было показано, что эти породы являются высокотемпературными бластомилонитами по породам щучинской серии и ассоциирующим с ними чарнокитоидам, которые дополнительно подверглись переработке процессами региональной гранитизации в условиях регрессивной амфиболитовой фации (Аксаментова и др., 1983). В связи с этим, в составе озерской серии амфиболит-гнейсового комплекса остались только образования прогрессивной амфиболитовой фации, находящиеся к западу и востоку от гранулитового пояса, т. е. в Инчукалнской (Мазовецко-Литовской) и Центрально-Белорусской складчатых структурах. Возможно, в амфиболит-гнейсовый комплекс следует включать и часть пород амфиболитовой фации, ранее относившихся на западе Беларуси к так называемой "спушанской толще"; непосредственно к северу они смыкаются с площадью развития выделяемого в Литве бальнинкайского комплекса интенсивно гранитизированных гнейсов и амфиболитов амфиболитовой фации. По-видимому, из состава стратифицированных образований "спушанской толщи" следует исключить своеобразные альбит- и флогопитсодержащие гнейсовидные породы, определенные как метасоматически преобразованные породы гранулитовой фации (Архипова, 1989). Близкая по составу к амфиболит-гнейсовому комплексу ассоциация пород амфиболитовой фации выделялась А.И. Стасевичем в 1980 г. в центре Беларуси под названием "дроздовская толща", которая помещалась в верхней части разреза неманской серии выше озерской толщи и непосредственно под околовской серией*. Не исключено, что дроздовская толща, для которой нами предложено название "притокская толща", является возрастным аналогом озерской толщи. В самое последнее время было предложено выделить гнейсы и амфиболиты в фундаменте западной части Припятского прогиба в качестве самостоятельного подразделения амфиболит-гнейсового комплекса — юровичс-

* Некоторые авторы помещали дроздовскую толщу выше околовской серии; в частности, такие взгляды высказывались в 1982 г. Л.И. Матрунчиком и др.

кой толщи (см. табл. 3.3), породы которой отличаются от близких по минеральному составу образований амфиболитовой фации других районов Беларуси геохимическими особенностями, отражающими специфические условия их формирования (Архипова, 1993).

Изложенные выше представления не являются общепринятыми среди исследователей раннего докембрия Беларуси. Так, например, А.М. Пап считает, что образования типа бластомилонитов и гранитогнейсов, развитые в зонах отрицательных геофизических аномалий Белорусско-Прибалтийского гранулитового пояса, следует рассматривать как самостоятельное стратиграфическое подразделение (острынскую свиту) в основании разреза щучинской серии, являющееся наиболее древним среди раннедокембрийских образований региона (Пап, 1983). По мнению А.М. Папа, породы острынской свиты слагают нижнюю часть гранулитового слоя земной коры Беларуси на уровне, к которому была приурочена наиболее интенсивная переработка и гранитизация древних гранулитов в условиях амфиболитовой фации; расположенные стратиграфически выше слабогранитизированные основные кристаллические сланцы заборской толщи являются реликтами, сохранившимися над фронтом гранитизации.

По представлениям геологов ПО "Белгеология" (Л.И. Матрунчика, М.Н. Давыдова и др.), архейская щучинская серия делится на две подсерии, нижнещучинскую и верхнещучинскую. По последним данным, первая из них включает в себя три толщи (снизу вверх): заборскую и дитвинскую гранулитовые и новогрудскую амфиболитовую; вторая подсерия расчленена на две нижних гранулитовых толщи (кореличскую и озерскую) и верхнюю амфиболитовую дитвинскую. Столь сложный вариант расчленения архейских образований Центрально-Белорусского массива, обусловленный необходимостью придерживаться утвержденной стратиграфической схемы, приводит к объединению в рамках одной серии образований разных фаций метаморфизма, которые, к тому же, перемежаются друг с другом; в результате главным критерием отнесения образований фундамента к той или иной толще и той или иной подсерии становится преимущественно их различное географическое положение; в пределах одного и того же структурного элемента различить образования одной и той же фации метаморфизма, к примеру, образования новогрудской и дитвинской толщ, практически невозможно.

Существенно различаются у разных исследователей взгляды на расчленение и стратиграфическое положение околовской серии. Первоначально серия подразделялась на три свиты или толщи (снизу вверх): гуменовщинскую, шашковскую и яченскую (Стасевич и др., 1971). В 1979 г. А.Б. Черняховский расчленил серию на две толщи, фактически изъяв из ее разреза яченскую толщу; этой же схемы в 1980 г. придерживались А.М. Пап и др. В 1988 г. Л.Л. Шатрубов предложил вернуться к трехчленному строению серии, выделив в ее составе три свиты, каждая из которых, в свою очередь, подразделялась на две толщи (снизу вверх): думичскую (велешинская или осовская и раевщинская толщи), гуменовщинскую (графитовая и сульская толщи) и шашковскую (железорудная и яченская толщи). Долгое время неопределенным был и возраст околовской серии; отнесенная первоначально к раннему протерозою на основании сопоставлений с лопием Балтийского щита серия вскоре была перемещена в поздний архей в связи с понижением возраста лопия. Датировки, полученные в последнее время уран-свинцовым методом по цирконам как из метаморфических пород разных частей разреза серии (Бибикова и др., 1992), так и из прорывающих серию ультраметаморфических гранитоидов жуховичского комплекса (Щербак и др., 1990), дают основание считать возраст серии раннепротерозойским.

Более молодые образования в составе кристаллического фундамента Беларуси представлены житковичской серией, первоначально выделенной в качестве самостоятельного стратиграфического подразделения А.Я. Зингерманом и др. в 1960 г. В 1962 г. А.М. Пап, определявший данное подразделение как кварцито-сланцевую толщу, включил ее в состав верхнепротерозойской овручской серии. В 1964 г. толща получила название житковичской серии, хотя и трактовалась А.М. Папом по-прежнему как подразделение овручской серии. С 1971 г. она рассматривается как самостоятельная свита нижнего протерозоя Беларуси, а в 1974 г. переводится в ранг серии (Аксаментова, Пап, 1974) и расчленяется на люденевичскую (нижнюю) и кожановичскую (верхнюю) свиты (см. табл. 3.3). Не вполне определенным является пока стратиграфическое положение белёвской свиты, относимой разными авторами то к верхнему, то к нижнему протерозою.

Основные проблемы стратиграфии раннего докембрия Беларуси в настоящее время связаны, прежде всего, с его крайне недостаточной радиологической изученностью. Фактически только для околовской серии имеется ряд достаточно надежных радиологических датировок, убедительно свидетельствующих о ее раннепротерозойском возрасте. Для основных гранулитов щучинской серии в последнее время Е.В. Бибиковой и С.В. Богдановой получены значения изотопного возраста в интервале 1700—1850 млн лет (Бибикова и др., 1995), что не увязывается с высоким уровнем метаморфизма пород в условиях гранулитовой фации и сходством серии по вещественному составу с раннеархейскими комплексами других регионов. Кроме того, приняв эти датировки, трудно объяснить более высокую степень метаморфизма пород щучинской серии по сравнению с образованиями околовской серии. Наряду со щучинской серией, надежные датировки возраста отсут-

ствуют для образований кулажинской, озерской и житковичской серий, а также для рудьмянской толщи, хотя в последнее время для многих стратифицированных и магматических комплексов фундамента Беларуси были получены датировки кинетическим свинец-свинцовым методом по единичным зернам циркона (Найденков и др., 1994).

Решение перечисленных выше и многих других неясных аспектов стратиграфии раннего докембрия Беларуси может быть достигнуто при существенном увеличении объемов радиогеохронологических исследований. По-прежнему, большое значение должны иметь обычные литолого-стратиграфические методы расчленения и корреляции образований раннего докембрия. Весьма перспективным в этом отношении представляется применение геохимических исследований, позволяющих восстанавливать первичную природу метаморфических образований и, таким образом, различать по условиям образования породы, слагающие внешне практически идентичные метаморфические толщи.

Нижний архей

Наиболее древними образованиями кристаллического фундамента Беларуси, относимыми к нижнему архею, в настоящее время обычно признаются породы, метаморфизованные в условиях гранулитовой фации. Совместно с продуктами их ультраметаморфической переработки они слагают около 50 % поверхности фундамента страны (рис. 3.1). В составе комплекса выделяются две серии и одна толща; существенно метабазитовая щучинская серия установлена на западе Беларуси (Пап, 1964_2), на территории Белорусско-Прибалтийского гранулитового пояса, и, возможно, слагает Витебский массив; кулажинская серия глиноземистых гнейсов (Аксаментова и др., 1981) — Брагинский массив; рудьмянская толща метабазитов и карбонатно-железистых пород развита в пределах узкой полосы вдоль восточной границы гранулитового пояса. В состав щучинской серии входят кристаллические сланцы основного состава (основные гранулиты), сложенные ромбическим и моноклинным пироксенами, амфиболом и плагиоклазом, и различные амфиболиты с подчиненным количеством гнейсов (гранат-биотитовых силлиманит- и кордиеритсодержащих, амфиболовых и биотитовых) и редкими телами эклогитоподобных пород, метаморфизованные в условиях гранулитовой фации умеренных давлений. Площади распространения основных гранулитов обычно отражаются в геофизических полях магнитными и гравитационными линейными аномалиями повышенной и высокой интенсивности в пределах Белорусско-Прибалтийского гранулитового пояса и субизометричными на площади Витебского и Брагинского гранулитовых массивов. Кулажинская серия представлена почти исключительно глиноземистыми гнейсами (биотитовыми с гранатом и силлиманитом); рудьмянская толща имеет более сложный состав и образована основными гранулитами, переслаивающимися с амфиболитами и различными гнейсами, а также содержит тела высокожелезистых пород (эвлизитов) и пород карбонатного состава (кальцифиров и мраморов).

Раннеархейский возраст гранулитового комплекса принимается преимущественно на основании сопоставлений с гранулитовыми комплексами других районов развития образований раннего докембрия, в первую очередь Украинского щита, где глубокометаморфизованные породы гранулитовой фации с сопутствующими им ультраметаморфическими эндербитоидами отнесены к раннему архею (Щербак и др., 1983). Раннеархейский возраст установлен для второго этапа гранулитового метаморфизма пород аульской и днестровско-бугской серий, сопровождавшегося формированием эндербитов гайворонского комплекса в Северо-западном районе щита (изохронный возраст 3,02±0,1 млрд лет) и внедрением гранитоидов наиболее ранней фазы днепровского комплекса (изохронный возраст 2,97±0,01 млрд лет), вызвавших гранитизацию пород аульской серии (2,935±0,005 млрд лет) в Средне-Приднепровском районе щита (Щербак и др., 1986). По-видимому, значения возраста, отвечающие аналогичным процессам в кристаллическом фундаменте западной части Беларуси, полностью затушеваны интенсивными тектонотермальными событиями, обусловившими формирование чешуй основных гранулитов и разделяющих их зон бластомилонитов в пределах Белорусско-Прибалтийского гранулитового пояса. Вероятно, немногочисленные наиболее древние значения возраста пород гранулитового комплекса Беларуси, соответствующие границе архей — протерозой, отражают ранние этапы формирования чешуйчато-надвиговой структуры гранулитового пояса; к ним относится датировка, полученная свинцово-изотопным методом по интенсивно бластомилонитизированным и чарнокитизированным кристаллическим сланцам Щучинской зоны гранулитового пояса, составляющая 2580±70–80 млн лет (Соботович и др., 1978), а также значение возраста, полученное кинетическим свинец-свинцовым методом по единичным зернам циркона из кристаллических сланцев щучинской серии и равное 2,64 млрд лет (Найденков и др., 1994).

Гранулитовые образования достоверно выявлены и сравнительно хорошо изучены в пределах Белорусско-Прибалтийского гранулитового пояса и Брагинского гранулитового массива. Существенные различия в составе пород этих двух районов послужили основанием для их отнесения к двум самостоятельным сериям нижнего архея — щучинской (Пап, 1964_2) и кулажинской (Аксаментова и др., 1981). В центре Беларуси гранулиты вскрываются единичными скважинами в Минском блоке, находящемся внутри Центрально-Белорусской (Смолевичско-Дрогичинской шовной) зоны; не-

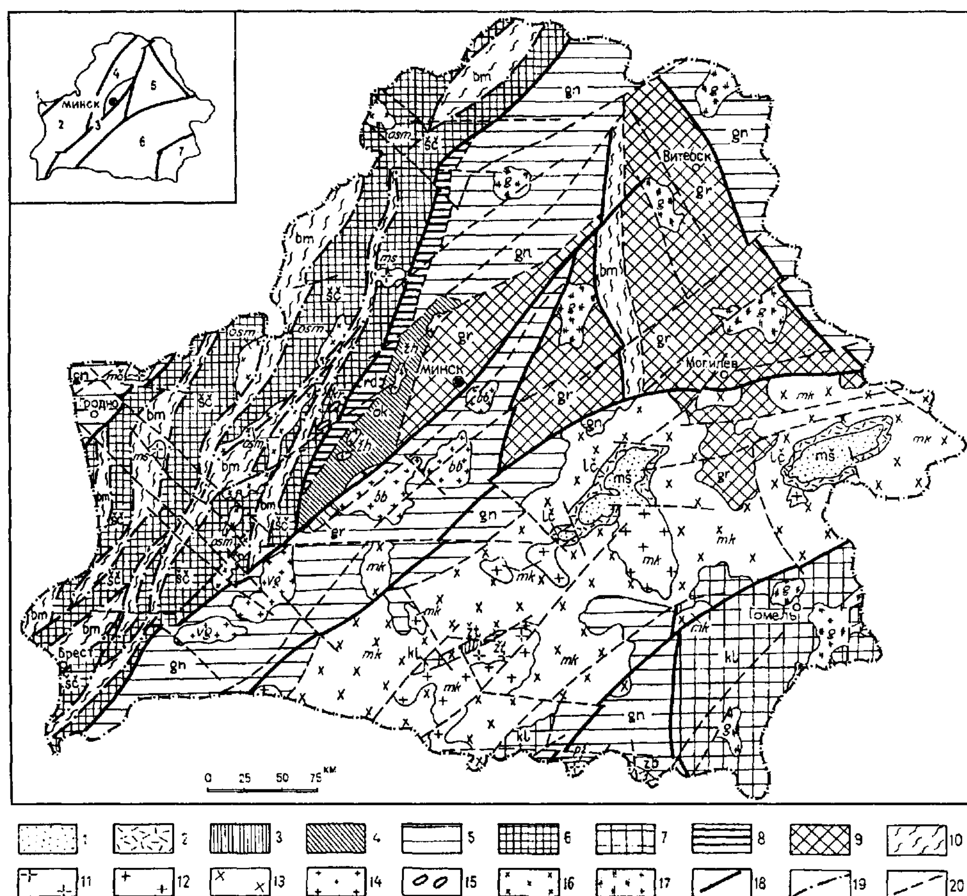


Рис. 3.1. Геологическое строение кристаллического фундамента Беларуси. Составили Н.В. Аксаментова, И.В. Найденков (с использованием Геологической карты кристаллического фундамента Белоруссии и смежных территорий, 1990).

Стратифицированные образования. Верхний протерозой: 1 — мышковичская свита (**mš**) бобруйской серии и толкачевская свита (**tl**) овручской серии: кварцитовидные песчаники; 2 — лучковская свита (**lč**) бобруйской серии и збраньковская свита (**zb**) овручской серии: трахиандезиты, кварцевые риолиты, вулканомиктовые песчаники. Нижний протерозой: 3 — житковичская серия (**žt**): риолиты, риодациты, трахириодациты, порфироиды, слюдистые сланцы, кварцевые конгломераты; 4 — околовская серия (**ok**): плагиогнейсы и микрогнейсы биотитовые, биотит-амфиболовые, амфиболиты, кальцифиры, магнетитовые кварциты. Архей: 5 — амфиболито-гнейсовый комплекс (**gn**) нерасчлененный (включая озерскую толщу, бальнинкайский комплекс и др.): гнейсы биотитовые, амфибол-биотитовые, амфиболовые, амфиболиты и продукты их мигматизации (мигматит-граниты, гранитогнейсы); 6 — щучинская серия (**šč**): амфиболовые и амфибол-двупироксеновые кристаллические сланцы, продукты их ультраметаморфической переработки (эндербиты, чарнокиты и др.), реже гранат-биотитовые гнейсы; 7 — кулажинская (**kl**) и ашваская (**aš**) серии: глиноземистые и биотитовые гнейсы, реже основные кристаллические сланцы, частично гранитизированные, 8 — рудьмянская толща (**rd**): глиноземистые графитсодержащие гнейсы, кальцифиры, реже основные кристаллические сланцы, 9 — гранулитовый комплекс нерасчлененный и предполагаемый (**gr**). Нестратифицированные образования. 10 — комплекс высокотемпературных бластомилонитов (*bm*): линзокластических, тонкосланцеватых и др. Интрузивные образования: 11 — мостовский (ms), житковичский (žt), марцинконский (mč), мазурский (mz), коростенский (kr), пержанский (pž) комплексы: субщелочные граниты, кварцевые сиениты, лейкограниты, щелочные граниты; 12—13 — микашевичский (mk) и осницкий (os) комплексы: плагиоклаз-микроклиновые граниты (12), гранодиориты, кварцевые диориты и диориты (13); 14 — бобовнянский (bb), выгоновский (vg), жуховичский (žh) и др. комплексы: граниты и гнейсограниты микроклин-плагиоклазовые, микроклиновые равномернозернистые, порфиробластовые; 15 — кореличский комплекс (ko): метагаббро-нориты, метагаббро, иногда магнетитсодержащие; 16 — осмоловский и голеновский комплексы нерасчлененные (osm): ортоклазовые гиперстенсодержащие граниты и лейкограниты; 17 — гранитоиды нерасчлененные и предполагаемые (g). Разрывные нарушения: 18 — глубинные суперрегиональные разломы; 19 — надвиги; 20 — прочие разломы.

На врезке цифрами обозначены главные структурные элементы фундамента: 1 — Инчукалнская (Мазовецко-Литовская) структурная зона; 2 — Белорусско-Прибалтийский гранулитовый пояс; 3 — Смолевичско-Дрогичинская шовная (Центрально-Белорусская структурная) зона; 4 — Минский гранулитовый блок; 5 — Витебский гранулитовый массив; 6 — Осницко-Микашевичский вулканоплутонический пояс; 7 — Брагинский гранулитовый массив.

сколько западнее, вдоль восточной границы гранулитового пояса протягивается узкая полоса гранулитов рудьмянской толщи. По геофизическим данным предполагается широкое развитие основных гранулитов в северо-восточной части Беларуси, на территории Витебского массива. Критериями отнесения пространственно разобщенных и различающихся по составу породных ассоциаций гранулитов к единой возрастной группе являются выдержанность состава ассоциаций пород, однотипность петрографического состава их наиболее характерных разностей, близость условий их метаморфической, ультраметаморфической и регрессивно-метаморфической переработки.

Щучинская серия

Породы, относимые к щучинской серии, расчленяемой на нижнюю заборскую и верхнюю дитвинскую толщи, распространены в пределах Белорусско-Прибалтийского гранулитового пояса, что устанавливается преимущественно по данным бурения с учетом характера аномальных геофизических полей. Для пород комплекса, среди которых преобладают метабазиты, характерно интенсивное и высокоинтенсивное магнитное поле линейно-мозаичного и линейного облика при высокой насыщенности магнитными полями с намагниченностью 2—$3 \cdot 10^{-3}$ ед. СГС*. На фоне участков с подобным уровнем намагниченности присутствуют отдельные мелкие тела, намагниченность которых достигает 6—$7 \cdot 10^{-3}$ ед. СГС, иногда располагающиеся в виде изогнутых полос или прерывистых цепочек, фиксирующих положение пластовых или линзовидных тел наиболее магнитных пород. При бурении на подобных участках обычно вскрываются амфибол-двупироксеновые кристаллические сланцы, обладающие магнитной восприимчивостью в пределах от 8 до $32 \cdot 10^{-3}$ ед. СГС (Бордон и др., 1979). Участки с несколько пониженными (до 0,7—$1{,}5 \cdot 10^{-3}$ ед. СГС) значениями намагниченности, имеющие овальную или линейную форму и расположенные среди полей развития основных гранулитов, сложены чарнокитизированными основными гранулитами или образованиями эндербит-чарнокитового комплекса. Нередко к подобным участкам приурочены тела гиперстенсодержащих гранитоидов голеновского и осмоловского комплексов.

Поле силы тяжести на участках развития пород щучинской серии характеризуется линейными и мозаично-линейными аномалиями с повышенными, интенсивными и высокоинтенсивными значениями, что обусловлено высокой плотностью пород серии, составляющей у амфибол-двупироксеновых кристаллических сланцев 3,10—3,32 г/см^3 (Бордон и др., 1979) или даже 3,16—3,49 г/см^3 (Бондаренко и др., 1973), что превышает плотность большинства метаморфических пород и приближается к плотности эклогитов.

Участки развития метабазитов щучинской серии являются узкими, вытянутыми в субмеридиональном направлении тектоническими блоками, в которых не менее 50 % объема приходится на породы кислого и реже среднего состава, относящиеся к эндербит-чарнокитовому комплексу, а также гранитоиды голеновского и осмоловского комплексов (см. рис. 3.1). На примере Ивьевского участка, являющегося одним из наиболее детально разбуренных участков Центрально-Белорусского массива, показана возможность построения (с использованием данных магнитометрических исследований) достаточно подробных геологических карт (рис. 3.2).

Главная особенность строения щучинской серии — преобладание пород основного состава, на долю которых в разрезах метаморфических толщ приходится до 70—80 % общей мощности. Как правило, это породы темно-серой или черной с зеленоватым оттенком окраски, с массивными, нечетко полосчатыми или пятнистыми текстурами и преобладающими гранобластовыми структурами. Петрографический состав пород щучинской серии довольно однообразен и насчитывает около десятка наиболее распространенных разностей, в сложении которых принимает участие сравнительно узкий набор главных породообразующих минералов. Практически во всех разностях пород основного состава присутствуют роговая обманка и плагиоклаз, к которым в кристаллических сланцах и пироксеновых плагиогнейсах добавляются ромбический и/или моноклинный пироксен, а в чарнокитизированных и диафторированных разностях пород — гранат, биотит, кварц и калиевый полевой шпат. Эти же четыре минерала, к которым могут добавляться небольшие количества силлиманита и кордиерита, характерны для глиноземистых гнейсов дитвинской толщи щучинской серии. Ниже приведена краткая петрографическая характеристика наиболее распространенных разностей пород щучинской серии (характеристика вещественного состава чарнокитов, эндербитов и различных чарнокитоподобных пород кислого состава, определяемых также как кислые гранулиты, приводится при описании ультраметаморфических комплексов). Данные о химизме пород основного состава гранулитового комплекса (заборская толща щучинской серии) приведены в табл. 3.4 и 3.5; петрохимия и геохимия существенно глиноземистых гнейсов гранулитового комплекса (дитвинская толща щучинской серии и кулажинская серия) охарактеризованы в табл. 3.6 и 3.7.

---

* Средние значения намагниченности рассчитаны по карте магнитных тел Центрально-Белорусского массива, составленной Т.Я. Нестеровой.

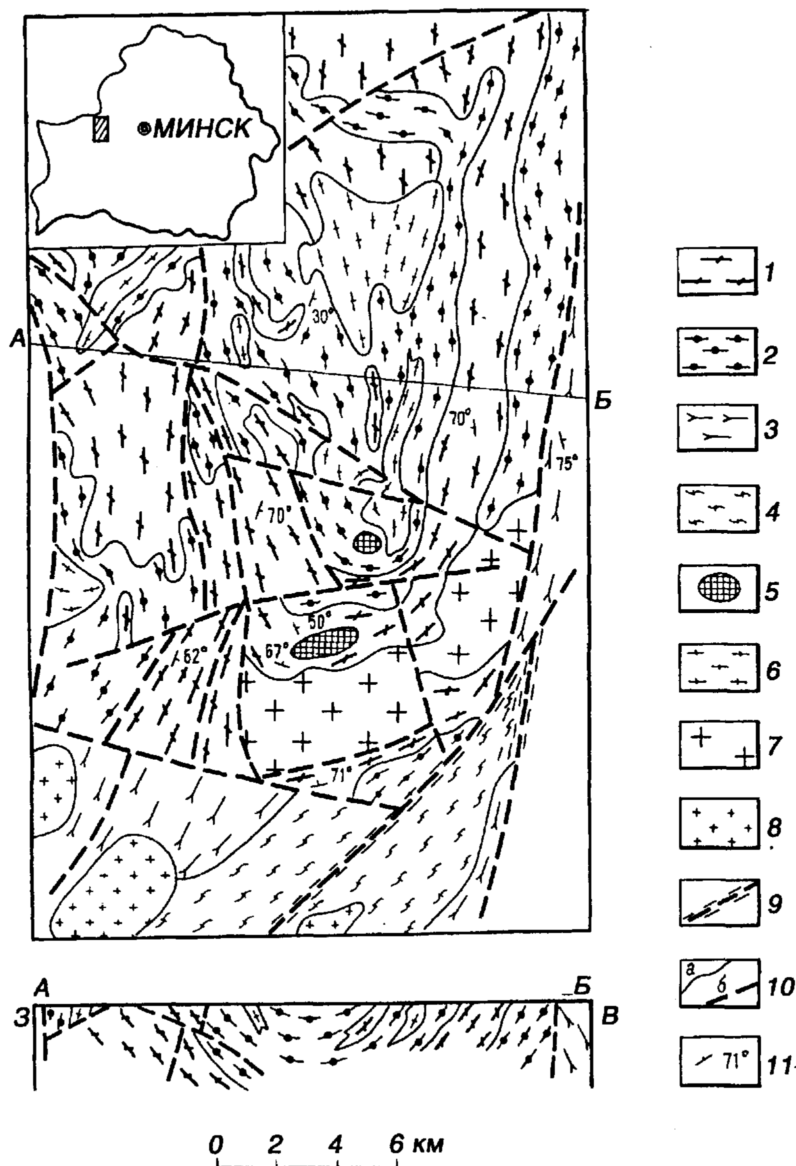


Рис. 3.2. Геологическое строение южной части Ивьевского блока Белорусского массива.

1 — основные гранулиты заборской толщи щучинской серии (гранулитовый комплекс), 2 — образования ультраметаморфического эндербит-чарнокитового комплекса, 3 — биотитовые и амфибол-биотитовые гнейсоподобные породы комплекса бластомилонитов, 4 — образования мигматит-гранитогнейсового (полонского) комплекса, 5 — метагабброиды березовского комплекса, 6 — ортоклазовые гранитогнейсы голеновского комплекса, 7 — ортоклазовые гранитоиды осмоловского комплекса, 8 — микроклиновые граниты выгоновского комплекса, 9 — зоны катаклаза и милонитизации пород фундамента, 10 — геологические границы (а) и разрывные нарушения (б), 11 — элементы залегания плоскопараллельных элементов (по замерам в ориентированном керне буровых скважин).

Амфибол-двупироксеновые кристаллические сланцы (основные гранулиты) — метаморфические породы основного состава, сложенные переменными количествами основного плагиоклаза, одним или двумя пироксенами и роговой обманкой, являются наиболее распространенной разностью метабазитов в составе заборской толщи. Они наиболее широко представлены в Ивьевском и Слонимском блоках и установлены также отдельными скважинами в Щучинском и Кореличском блоках. Обычно они слагают тела пластовой или линзовидной формы мощностью от 1—2 до 150—200 м, чередующиеся в разрезах скважин с пироксеновыми и полевошпатовыми амфиболитами и пироксеновыми, реже амфиболовыми плагиогнейсами. В виде небольших прослоев, линз или участков различной формы они присутствуют среди чарнокитоидов. Их площадное распространение, помимо данных бурения, надежно фиксируется по повышенным значениям аномального магнитного поля.

Для кристаллических сланцев характерны массивные, неправильно-пятнистые или нечетко полосчатые текстуры, резко неравномерно-зернистые гранобластовые и порфиробластовые структуры. Минеральный их состав весьма непостоянен, что выражается в частом чередовании слоев или участков, отличающихся друг от друга как по соотношениям салических и фемических минералов, так и по составу последних.

В связи с тем, что кристаллические сланцы разного минерального состава обладают близкими геохимическими особенностями, их подразделение на петрографические разности осуществлялось по соотношению лейкократовых и темноцветных минералов, т. е. по цвет-

Таблица 3.4

Средние содержания петрогенных окислов (мас. %) в главных разновидностях пород основного состава заборской толщи щучинской серии

Окислы	Группы пород										
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO_2	39,13	42,49	46,90	49,67	47,83	42,82	46,99	46,72	47,48	48,76	40,76
TiO_2	3,76	3,04	2,02	2,20	1,53	3,16	1,73	1,40	1,33	1,52	2,85
Al_2O_3	10,83	13,32	13,77	14,02	14,08	13,51	14,42	15,13	14,51	13,98	12,19
Fe_2O_3	3,89	8,84	6,08	6,29	5,26	8,94	5,06	3,53	3,35	3,63	12,11
FeO	14,00	11,73	10,29	8,37	10,26	11,01	8,61	9,57	10,00	11,50	15,72
MnO	0,23	0,24	0,21	0,20	0,20	0,22	0,16	0,22	0,19	0,36	0,66
MgO	7,49	5,28	6,27	4,16	6,22	4,86	6,82	7,36	7,18	5,19	2,60
CaO	10,22	9,36	9,19	8,14	9,33	9,27	9,40	9,73	10,17	10,09	9,51
Na_2O	1,61	2,32	2,34	3,04	2,75	2,49	3,11	2,9	2,85	2,54	1,85
K_2O	0,49	0,73	0,80	1,29	0,78	0,90	1,26	1,13	1,05	0,61	0,33
P_2O_5	0,33	0,73	0,35	1,01	0,35	0,93	0,27	0,16	0,22	0,23	0,37
П. п. п.	1,38	1,16	1,34	0,88	1,03	1,07	1,79	1,50	1,48	1,79	1,48
Число проб	44	23	33	8	8	1	10	4	11	5	3

Примечание. Группы пород: 1—4 — сланцы кристаллические амфибол-двупироксеновые: 1 — меланократовые, 2 — мезократовые малохромистые, 3 — то же, хромсодержащие, 4 — лейкократовые малохромистые; 5—6 — плагиогнейсы: 5 — амфибол-пироксеновые, 6 — двупироксеновые; 7—9 — амфиболиты: 7 — полевошпатовые, 8 — то же, пироксенсодержащие, 9 — пироксеновые; 10—11 — эклогитоподобные породы: 10 — хромсодержащие, 11 — малохромистые.

Таблица 3.5

Средние содержания микроэлементов (г/т) в главных разновидностях пород основного состава заборской толщи щучинской серии

Элементы	Группы пород										
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Ti	1,22	1,02	0,72	0,99	0,72	1,03	0,75	0,62	0,59	0,90	1,02
V	460	430	245	160	280	260	250	260	220	200	9
Cr	6,7	26	150	20	150	32	160	180	210	55	12
Ni	27	28	90	17	91	39	76	94	87	50	13
Co	70	52	60	42	54	42	56	62	55	50	28
Sc	70	61	50	39	58	53	56	53	51	55	50
Cu	52	90	64	67	92	100	50	81	62	180	50
Pb	6,5	13	10	18	12	4	8,5	14	8,9	13	13
Zn	180	160	100	170	180	3	93	120	99	230	320
Mo	1,5	1,6	1,3	1,2	1,3	1,7	1,3	1,2	1	1,6	2,5
Sn	1,4	2,5	3,3	2,9	4,4	2,8	3,3	3,5	3,2	3	3,5
Ga	23	23	20	22	22	27	20	22	19	24	20
Sr	190	320	290	330	240	270	240	280	245	250	230
Ba	160	390	[180]	580	140	250	170	190	130	150	<100
Be	0,5	0,75	0,5	1	0,86	1,4	0,88	0,61	0,69	1,1	0,7
Zr	170	195	120	260	130	350	110	110	93	270	140
Nb	11	11	9,5	18	12	17	7,6	8,1	6,2	23	7
Y	29	49	72	45	51	32	49	42	42	60	32
Yb	2	4,6	4,5	3,5	6	3	4,9	3,5	3,9	6,4	4
La	11	26	[16]	46	21	24	26	14	23	<10	<10
Число проб	61	38	32	16	27	15	28	18	33	8	4

Примечание. Названия групп пород см. в примечании к табл. 3.4.

Таблица 3.6

Средний химический состав (мас. %) гнейсов щучинской (дитвинская толща) и кулажинской серий

Окислы	Группы пород																
	1	1а	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	16	17
SiO_2	62,97	71,39	49,02	56,81	64,49	71,76	65,88	61,26	68,26	66,30	54,15	65,64	63,28	63,74	52,57	68,89	63,46
TiO_2	0,90	0,36	1,49	0,78	0,68	0,37	0,59	1,11	0,33	0,54	0,94	0,62	0,64	0,62	0,84	0,58	0,85
Al_2O_3	15,04	13,86	19,08	18,03	15,15	13,08	15,26	12,66	13,28	14,30	17,01	15,15	16,34	16,04	19,84	13,80	15,21
Fe_2O_3	3,91	1,34	3,15	3,80	1,70	1,93	2,50	4,07	1,45	2,28	2,04	1,00	1,00	0,72	3,32	3,02	1,07
FeO	3,53	1,67	8,60	6,00	5,63	1,87	2,74	5,63	4,47	4,14	7,14	5,55	4,54	4,98	5,13	2,59	5,09
MnO	0,06	0,07	0,13	0,14	0,08	0,08	0,08	0,10	0,20	0,14	0,07	0,11	0,06	0,06	0,02	0,06	0,09
MgO	2,01	1,06	4,71	3,66	2,89	1,23	1,92	3,74	3,21	2,12	5,33	2,82	2,88	3,25	4,01	1,07	2,21
CaO	4,27	2,36	3,63	2,28	2,45	3,13	2,19	6,16	4,20	2,40	3,27	1,60	1,21	1,79	4,19	1,22	3,60
Na_2O	2,96	3,65	3,09	2,55	2,58	2,66	2,27	2,07	2,06	3,50	2,10	2,67	2,45	3,06	3,61	2,32	3,46
K_2O	2,88	3,28	3,83	3,80	2,28	3,00	4,71	1,29	1,23	2,04	4,05	2,61	4,79	3,28	3,16	4,35	3,06
P_2O_5	0,24	0,09	0,18	0,14	0,15	0,13	0,12	0,15	0,14	0,13	0,30	0,11[7]	0,16	0,16[4]	0,23	0,13	0,34
П. п. п.	1,28	0,75	1,63	1,48	1,54	0,76	1,57	1,31	0,59	1,69	3,01	1,63	2,33	1,88	1,53	1,28	1,41
Сумма	100,05	99,88	99,43	99,47	99,62	100,00	99,83	99,55	99,42	99,60	99,41	99,49	99,75	99,58	98,45	99,31	99,85
Число проб	4	9	3	10	12	6	8	4	2	8	5	11	6	5	1	4	8

Примечание. Группы пород: 1—8 — щучинская серия Белорусско-Прибалтийского гранулитового пояса: 1 — биотитовые плагиогнейсы умеренно кислого состава, 1а — то же кислого состава, 2 — гранат-биотитовые, иногда с силлиманитом, калишпат-плагиоклазовые гнейсы средне-основного состава, 3 — то же среднего состава, 4 — то же умеренно кислого состава, 5 — то же кислого состава, 6 — гранат-биотитовые, иногда силлиманитсодержащие, плагиоклаз-калишпатовые гнейсы умеренно кислого состава, 7 — гранат-биотитовые гиперстенсодержащие плагиогнейсы умеренно кислого состава, 8 — то же кислого состава; 9 — кулажинская (?) серия Смолевичско-Дрогичинской шовной зоны: гранат-биотитовые калишпат-плагиоклазовые гнейсы умеренно кислого состава; 10—14 — кулажинская серия Брагинского гранулитового массива: 10 — гранат-биотитовые, иногда силлиманитсодержащие, калишпат-плагиоклазовые гнейсы среднего состава, 11 — то же умеренно кислого состава, 12 — то же микроклинизированные, 13 — гранат-биотитовые графитсодержащие плагиоклаз-калишпатовые гнейсы умеренно кислого состава, 14 — гранат-биотитовые гиперстенсодержащие плагиогнейсы среднего состава; 16 — 17 — диафторированные породы: 16 — гранат-биотитовые плагиоклаз-калишпатовые и калишпат-плагиоклазовые гнейсы умеренно кислого и кислого состава щучинской серии, 17 — гранат-биотитовые калишпат-плагиоклазовые гнейсы умеренно кислого состава кулажинской серии. В квадратных скобках приведено число проб, отличающееся от общего количества проб в выборке.

Таблица 3.7

Средние содержания элементов-примесей (г/т) в гнейсах щучинской (дитвинская толща) и кулажинской серий

Элементы	Группы пород						
	1	3	4	6	9	10	11. 17
Ti	0,41	0,76	0,41	0,40	0,32		
V	86	180	83	73	63	160	120
Cr	29	72	54	49	48	150	120
Ni	15	53	34	28	25	58	59
Co	14	38	22	17	18	27	19
Sc	18	40	19	13	16	34	20
Cu	80	83	60	22	58	77	50
Pb	10	23	18	35	20	13	18
Zn	73	158	83	70	65	60	79
Mo	1,7	1,5	1,3	1,2	1,3	1,6	1,7
Sn	3,9	4,5	3,8	3,8	2,3	2,5	1,6
Ga	18	24	20	20	20	28	24
Sr	490	240	250	300	360	270	260
Ba	570	710	670	1300	800	1300	1050
Be	1,8	0,99	1,4	1,5	1,4	1,3	2,4
Zr	160	190	260	240	130	380	270
Nb	15	20	14	14	21	13	15
Y	31	53	37	34	37	31	23
Yb	3,4	4,0	3,9	3,2	4,9	2,3	2,5
La	50	48	50	77	46	57	47
Число проб	8	12	43	24	25	7	23

Примечание. Названия групп пород см. в примечании к табл. 3.6.

ному индексу. Были выделены меланократовые (более 67 % цветных минералов), мезократовые (66—34) и лейкократовые (менее 33 % цветных минералов) кристаллические сланцы, дальнейшее подразделение которых производилось с учетом их петро- и геохимических особенностей.

Амфибол-двупироксеновые и двупироксеновые плагиогнейсы. Под определением "плагиогнейс" здесь и ниже понимаются породы основного или среднего состава, в которых из темноцветных минералов присутствуют амфибол, один или два пироксена и иногда биотит, а лейкократовая составляющая представлена плагиоклазом, к которому в ряде случаев добавляется небольшое количество калиевого полевого шпата; кварц в большинстве случаев практически полностью отсутствует. От кристаллических сланцев сходного минерального состава плагиогнейсы отличаются преобладанием гнейсоватых текстур, мелкозернистостью, а также меньшим количеством темноцветных минералов, в связи с чем для плагиогнейсов характерна в целом более низкая основность. Это, как правило, породы серого или зеленовато-серого цвета, с более или менее отчетливой гнейсоватой текстурой, с гранобластовой, немато- или лепидобластовой структурой. По соотношению амфибола и пироксенов могут быть выделены существенно пироксеновая и амфибол-пироксеновая разности плагиогнейсов.

Амфиболиты — это породы, состоящие из переменных количеств амфибола и плагиоклаза при содержании первого не менее 32—35 % (Жук-Почекутов, 1971). Среди амфиболитов гранулитового комплекса различаются по содержанию пироксена полевошпатовые амфиболиты (собственно амфиболиты) без пироксена или с единичными его зернами, пироксенсодержащие амфиболиты (от 1—2 до 5—7 % пироксена) и пироксеновые амфиболиты (от 5—7 до 35—40 % пироксена).

Для всех разностей амфиболитов характерна темно-серая окраска с зеленоватым оттенком, усиливающимся у пироксеновых разностей. Текстура обычно массивная, иногда нечетко гнейсоватая, структура мелко- или среднезернистая гранобластовая или нематогранобластовая. Взаимоотношения амфибола и пироксенов в породе обычно неопределенны, хотя в отдельных случаях отчетливо устанавливается развитие моноклинного пироксена по амфиболу в виде тонкозернистых пироксен-плагиоклазовых симплектитов на границе зерен амфибола и плагиоклаза.

Эклогитоподобные породы. Основные породы, отличающиеся от обычных эклогитов наличием плагиоклаза, амфибола и гиперстена, называются эклогитоподобными. Иногда они рассматриваются как гранат-клинопироксеновые кристаллические сланцы или гранатовые гранулиты (Маракушев, 1973).

В фундаменте Центрально-Белорусского массива эклогитоподобные породы встречаются в виде единичных тел мощностью в метры и первые десятки метров среди кристаллических сланцев и плагиогнейсов Щучинского и Слонимского блоков. Это зеленовато-серые или серые с красновато-бурым оттенком мелкозернистые породы массивной или нечетко пятнистой текстуры, гранобластовой или порфиробластовой структуры, сложенные плагиоклазом, клинопироксеном, гранатом и амфиболом с небольшим количеством гиперстена, кварца, иногда биотита и карбонатного минерала. На фоне общей мелкозернистой массы встречаются отдельные участки более крупнозернистой породы, сложенные клинопироксеном и/или гранатом, зерна которых иногда имеют облик порфиробластовых выделений. По особенностям взаимоотношений минералов в шлифах установлен следующий порядок их выделения: Пл+Ро → Кпи → Гр. Возможно, что образование эклогитоподобных пород связано с процессами эклогитизации основных кристаллических сланцев или амфиболитов в локальных зонах (Найденков, Северин, 1986).

Глиноземистые гнейсы (гранат-биотитового состава, иногда с силлиманитом) являются главным типом пород в разрезах дитвинской толщи щучинской серии. Они слагают тела видимой мощностью до 200 м. В ассоциации с ними в виде прослоев иногда наблюдаются полевошпатовые амфиболиты и амфибол-двупироксеновые кристаллические сланцы. Довольно редко глиноземистые гнейсы встречаются в виде отдельных маломощных прослоев в разрезах метабазитовой заборской толщи щучинской серии. Макроскопически это серые или буровато-серые, мелко-среднезернистые, часто неравномерно-зернистые до порфиробластовых породы с текстурами от нечетко гнейсоватой до сланцевой. Содержания породообразующих минералов в них весьма непостоянны. Так, в гнейсах среднего состава общее количество лейкократовых минералов обычно колеблется от 40 до 60—65 %, а в гнейсах умеренно кислого состава — от 60 до 90 %. По преобладанию того или иного полевого шпата среди них могут быть выделены калишпат-плагиоклазовые и плагиоклаз-калишпатовые разности. В целом в минеральном составе глиноземистых гнейсов преобладают плагиоклаз, калишпат, кварц, биотит и гранат, спорадически присутствует силлиманит, очень редко встречается гиперстен. В незначительных количествах обычно присутствуют магнетит, циркон, монацит и апатит, иногда — графит, кианит и шпинель. Основу породы слагают субизометричные и таблитчатые зерна полевых шпатов (размерами 0,2—7 мм, иногда до 15 мм): плагиоклаза (олигоклаз-андезина № 21—48, нередко с антипертитовыми вростками калишпата), тонкопертитового ортоклаза и реже более позднего решетчатого микроклина. В интерстициях зерен полевых шпатов локализуется красно-бурый и бурый средне- и мелкочешуйчатый биотит, мелкозернистый мозаичный кварц, мелкозернистый калишпат и, иногда, длинношестоватый или волокнистый силлиманит. Гранат пироп-альмандинового состава обычно представлен крупными (от 2—5 до 15 мм) зернами субизометричной и неправильной формы, часто с многочисленными мелкими включениями кварца, плагиоклаза и биотита. Структуры гнейсов гранолепидобластовые, лепидогетерогранобластовые и порфиробластовые; нередко они осложнены процессами дробления и милонитизации, приводящими к образованию бластокатакластических и бластоцементных структур.

Глиноземистые плагиогнейсы (гранат-биотитовые, силлиманит-гранат-биотитовые, иногда кордиерит-содержащие) — сравнительно редкие породы в разрезах образований щучинской серии. Они обычно ассоциируют с гранатсодержащими амфиболитами, амфибол-двупироксеновыми кристаллосланцами, чарнокитоидами и, редко, с флогопитовыми сланцами (рассланцованными ультрабазитами?); видимая по керну скважин мощность их тел может составлять 160 м и более. Они отличаются от глиноземистых гнейсов почти полным отсутствием в них калишпата, высокой основностью плагиоклаза, по составу варьирующего от андезина № 46 до анортита № 92 (преобладают лабрадор и битовнит), а также спорадическим присутствием небольших количеств роговой обманки, ортопироксена и апатита. Изредка устанавливаются переходные разности между глиноземистыми плагиогнейсами и кристаллическими сланцами, представленные лейкократовыми гранатсодержащими амфибол-двупироксеновыми плагиогнейсами, обычно биотитизированными и окварцованными, плагиоклаз которых содержит редкие антипертитовые вростки калишпата. Гранат в этих породах имеет явно наложенный характер, о чем свидетельствует присутствие в нем пойкилитовых включений роговой обманки и апатита. Макроскопически глиноземистые плагиогнейсы — это серые мелко- и неравномерно-зернистые до порфиробластовых породы с массивной, гнейсоватой и сланцеватой текстурами и лепидогетерогранобластовой структурой. Зерна граната размером 0,3—7, реже до 15 мм в шлифах имеют самую различную форму — от неправильной скелетной до субизометричной, округлой и гексагональной. Нередко зерна граната содержат пойкилитовые включения кварца, тяготеющие преимущественно к центральным частям зерен. Силлиманит в виде игольчатых выделений приурочен к биотиту, часто располагаясь поперек его чешуек, что свидетельствует о более поздней кристаллизации силлиманита. В акцессорных количествах в плагиогнейсах присутствуют также кианит и андалузит. Спорадически наблюдается кордиерит (в количестве до 5—10 %), встречаются роговая обманка (до 3—5) и ортопироксен (до 3 %). Мелкочешуйчатый биотит имеет окраску от крас-

7. Зак. 5046

новато-бурой до буровато-зеленой. Мозаичный кварц образует прожилковидные обособления в интерстициях зерен плагиоклаза или присутствует в виде довольно крупных (до 7 мм) зерен, корродирующих все остальные минералы. Размеры зерен большинства породообразующих минералов колеблются в пределах 0,3—1,5 мм, редко достигая 7 мм. Рудные минералы представлены магнетитом и пиритом, акцессорные — апатитом и цирконом. В отличие от глиноземистых гнейсов в плагиогнейсах монацит в шлифах не установлен.

Биотитовые и амфибол-биотитовые плагиогнейсы присутствуют в разрезах пород щучинской серии в небольших количествах в ассоциации с маломощными прослоями двупироксеновых амфиболитов и глиноземистых гнейсов. Тела их имеют максимальную видимую мощность по керну скважин до 150 м. Макроскопически это однородные мелкозернистые породы с гнейсоватой текстурой, состоящие из плагиоклаза (олигоклаз-андезина № 20—42), кварца и бурого или зеленовато-бурого биотита. Спорадически присутствуют роговая обманка (до 2 %) и ортоклаз (до 2 %). Рудные минералы представлены магнетитом (до 6 %), акцессорные — апатитом и цирконом; в акцессорных количествах устанавливаются также орто- и клинопироксен. Нередко породы микроклинизированы. Структура плагиогнейсов лепидогранобластовая и гранобластовая.

В краевых частях гранулитовых блоков, как правило, вблизи зон крупных разломов, встречаются диафторированные разности пород щучинской серии, характеризующиеся присутствием буро-зеленого и зеленого биотита, светло-зеленой и голубовато-зеленой роговой обманки, иногда приближающейся к актинолиту, и мусковита; при отсутствии реликтовых минералов гранулитовой фации эти породы нередко принимаются за образования более низкотемпературных фаций метаморфизма и относятся к более молодым стратиграфическим подразделениям.

Строение разрезов щучинской серии изучено весьма слабо в связи с редкой сетью буровых скважин. Представляется возможным построить схематичные разрезы серии лишь для Ивьевского и Щучинского блоков, в пределах которых на отдельных участках были проведены съемочные работы в масштабе 1 : 50 000; следует учитывать, что даже для этих участков сводные разрезы дают лишь общее представление о характере чередования пластов различных пород и их относительной мощности.

Совместный анализ данных магнитометрии и результатов бурения скважин позволил установить в пределах Ивьевского блока крупную синклинальную структуру, сильно нарушенную разрывными нарушениями. Для западного ее крыла определена следующая последовательность (сверху вниз по разрезу) чередования петрографических разностей (мощность пластов и пачек приводится видимая по керну скважин; в сводном разрезе имеются перерывы, связанные со значительным расстоянием между соседними скважинами, вскрывающими весьма круто падающие толщи):

скв. И 126:	–	основные амфибол-двупироксеновые и двупироксеновые кристаллические сланцы (основные гранулиты), интенсивно чарнокитизированные, с редкими маломощными телами эндербитов и кислых чарнокитоподобных пород (кислых гранулитов)	39,7 м
	–	кислые гранулиты	17,0 м
	–	силлиманит-гранат-биотитовые гнейсы с прослоем основных гранулитов мощностью 6,0 м	23,0 м
	–	основные гранулиты, интенсивно чарнокитизированные	26,0 м
скв. И 132:	–	метасоматические кварциты с пластом кислых гранулитов мощностью 5,5 м	21,0 м
скв. И 131:	–	метасоматические кварциты	5,0 м
скв. И 130:	–	кислые гранулиты	22,5 м
скв. И 115:	–	кислые гранулиты	3,1 м
	–	пироксеновые амфиболиты	7,0 м
	–	чередование кварцитов с редкими прослоями основных гранулитов и пироксеновых амфиболитов мощностью от 3 до 8 м	70,7 м
скв. И 114:	–	основные гранулиты	47,0 м
скв. Л 1:	–	основные гранулиты с пластом пироксеновых амфиболитов мощностью 7,3 м	93,1 м
скв. И 129:	–	основные гранулиты с развивающимися по ним чарнокитоидами в виде небольших пятен и участков	155,9 м
скв. И 192:	–	основные гранулиты	208,0 м
скв. И 103:	–	кварциты с редкими прослоями полевошпатовых амфиболитов мощностью 1—2 м	28,0 м
скв. И 128:	–	эндербиты	65,0 м
	–	чарнокиты	10,0 м
	–	эндербиты с пластом чарнокитов мощностью 6,0 м и прослоем пироксеновых амфиболитов мощностью 2,0 м	46,2 м
	–	кварциты	20,2 м
скв. И 112:	–	гранат-биотитовые гнейсы	13,0 м
	–	полевошпатовые амфиболиты	8,1 м

Общая видимая мощность разреза щучинской серии на западном крыле Ивьевской синклинали составляет 935,5 м, что соответствует (при углах падения пластов в 60—80°) истинной мощности порядка 400 м; с учетом же перерывов в разрезе его общая мощность может достигать 4—5 тыс. м.

Разрез восточного крыла Ивьевской синклинали (сверху вниз):

скв. Л 11:	–	кислые гранулиты	12,8 м
	–	переслаивание основных гранулитов с подчиненным количеством прослоев эндербитов и кварцитов мощностью от 2 до 7 м	30,5 м
	–	основные гранулиты	7,3 м
скв. И 106:	–	эндербиты с прослоем основных гранулитов мощностью 3 м в средней части пачки	11,3 м
	–	гранат-биотитовые гнейсы	7,1 м
	–	основные гранулиты с редкими и маломощными прослоями гранат-биотитовых гнейсов	18,1 м
скв. И 118:	–	чарнокиты	9,7 м
	–	эндербиты	15,6 м
	–	основные гранулиты, участками чарнокитизированные	3,5 м
скв. Л 13:	–	чарнокиты с редкими и маломощными реликтовыми участками основных гранулитов и полевошпатовых амфиболитов	57,3 м
	–	основные гранулиты с единичными прослоями эндербитов	38,5 м
скв. И 107:	–	кварциты	17,8 м
скв. И 119:	–	основные гранулиты	21,5 м
скв. И 110:	–	пироксеновые амфиболиты	18,0 м
скв. И 120:	–	чарнокиты	16,0 м
скв. Л 4п:	–	полевошпатовые амфиболиты	22,0 м
скв. И 108:	–	кварциты	10,6 м
скв. Л 8:	–	основные гранулиты	32,5 м
	–	кварциты	8,7 м
скв. Л 45:	–	кварциты с единичными телами кислых и основных гранулитов мощностью 4—8 м	47,7 м
	–	основные гранулиты с пластом эндербитов мощностью 3,5 м в нижней части	11,5 м
	–	кварциты	54,2 м
	–	переслаивание примерно равных количеств эндербитов, чарнокитов, кислых гранулитов и кварцитов в виде пластов мощностью 5—10 м	30,0 м
	–	кварциты с единичными телами основных гранулитов и эндербитов мощностью 5—9 м	34,2 м
	–	основные гранулиты с пластом эндербитов мощностью 4 м в средней части	14,2 м
скв. Л 37:	–	основные гранулиты преимущественно амфибол-двупироксенового состава, участками двупироксеновые или почти мономинеральные амфиболовые	169,6 м
	–	кварциты	7,6 м
	–	эндербиты	4,5 м
	–	основные гранулиты	2,3 м
	–	кварциты	10,0 м
скв. И 121:	–	кислые гранулиты с пластом эндербитов мощностью 7 м в средней части	33,4 м

Общая видимая мощность разреза щучинской серии на восточном крыле Ивьевской синклинали — 1038,6 м, что соответствует истинной мощности (без учета перерывов в разрезе) около 350 м.

Аналогичные разрезы были построены также по другим тектоническим блокам Белорусско-Прибалтийского гранулитового пояса (рис. 3.3).

Кулажинская серия

Кулажинская серия развита на юго-востоке Беларуси, в пределах Брагинского гранулитового массива, где вскрывается более чем 60 скважинами. Возможно, породы серии слагают блоки в Смолевичско-Дрогичинской шовной зоне. Для серии характерно большое однообразие слагающих ее пород, представленных почти исключительно различными гнейсами (глиноземистыми, биотитовыми, иногда с гиперстеном). Преобладают в разрезах кулажинской серии гранат-биотитовые (иногда с силлиманитом и кордиеритом) гнейсы и, реже, плагиогнейсы, в толще которых наблюдаются единичные маломощные прослои биотитовых, гиперстен- и амфибол-биотитовых гнейсов и полевошпатовых амфиболитов. Общая мощность толщи глиноземистых пород, по-видимому, значительна, о чем свидетельствуют размеры площади их развития. Отличаются они от аналогичных пород щучинской серии присутствием незначительных количеств кордиерита (единичные зерна, редко до 5—10 %) и графита. Гиперстен и кордиерит в породах кулажинской серии чаще всего замещены вторичными минералами.

Гнейсы кулажинской серии по химизму отвечают бедным Ca породам среднего и умеренно кислого состава с невысокой железистостью (при низкой степени окисленности железа), умеренной титанистостью и

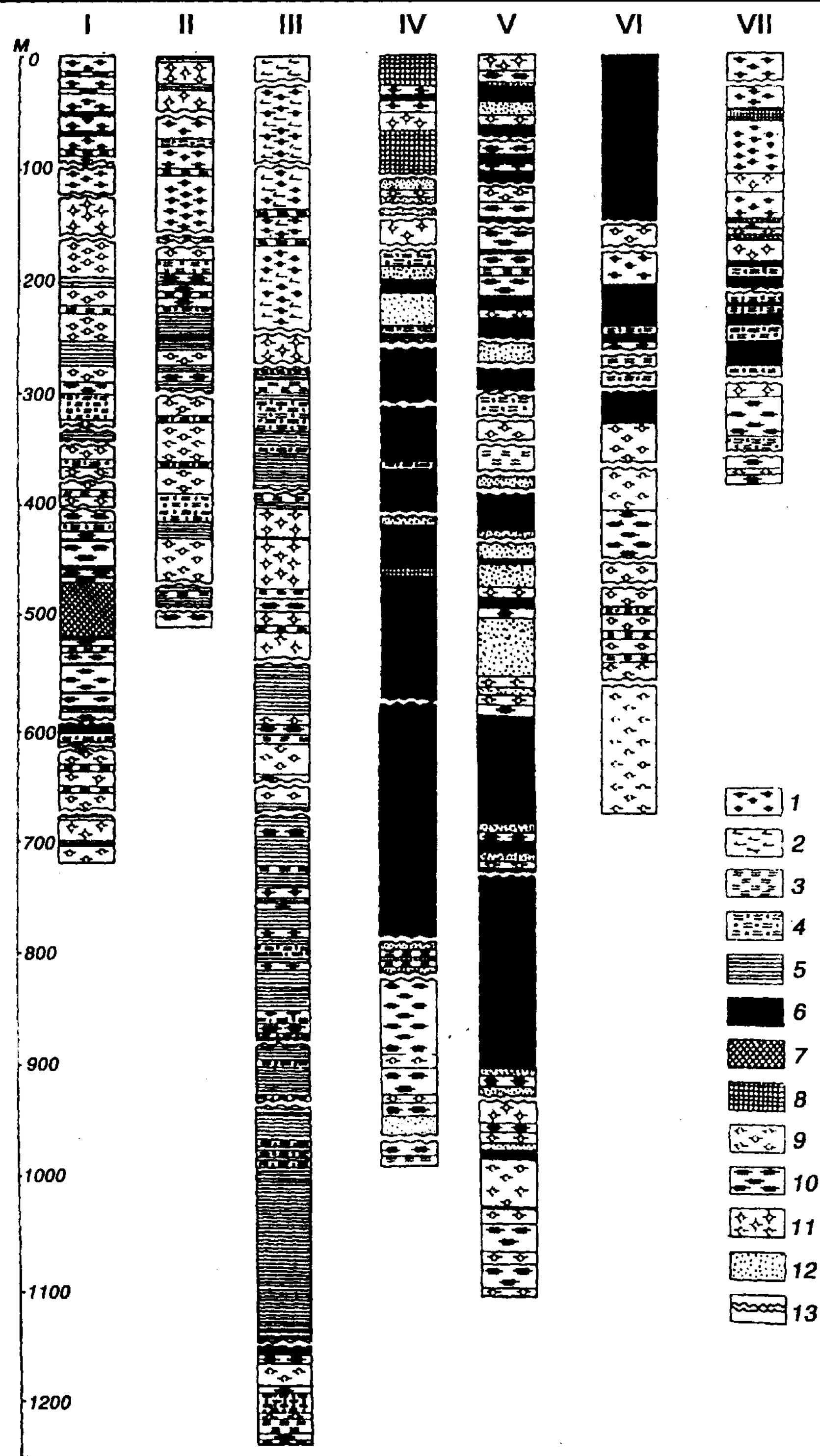


Рис. 3.3. Разрезы щучинской серии тектонических блоков Белорусско-Прибалтийского гранулитового пояса.

Щучинский блок: I — западная чешуя, II — центральная чешуя, III — восточная чешуя; Ивьевский блок: IV — западное крыло синклинали, V — восточное крыло синклинали; VI — Слонимский блок; VII — Барановичский блок; 1 — гранат-биотитовые гнейсы, 2 — силлиманит-гранат-биотитовые гнейсы, 3 — полевошпатовые амфиболиты, 4 — пироксеновые амфиболиты, 5 — пироксеновые плагиогнейсы, 6 — амфибол-двупироксеновые и двупироксеновые кристаллические сланцы (основные гранулиты), 7 — гранат-клинопироксеновые эклогитоподобные породы, 8 — чарнокитизированные породы основного состава, 9 — чарнокиты, 10 — эндербиты, 11 — кислые чарнокитоподобные породы, 12 — окварцованные породы, кварциты, 13 — перерывы в разрезе.

щелочностью (при преимущественно пониженных содержаниях натрия и повышенных — калия). Для них характерна в целом повышенная глиноземистость (см. табл. 3.6). Среди всех прочих метаморфических пород фундамента Беларуси они выделяются несколько повышенными содержаниями Mg, некоторых сидерофильных (V, Cr, Ni), редких (Sc, Mo) и "гранитофильных" (K, Ba, Ga, Be, Zr) элементов (см. табл. 3.7). Соответственно, они отличаются и от близких по минеральному составу и степени метаморфизма гнейсов щучинской серии более высокими концентрациями перечисленных выше элементов, а также более низкими содержаниями Fe, Cu, Pb, Sn, Y, Yb и более низкой степенью окисленности Fe.

Рудьмянская толща

Толща слагает узкую полосу, протягивающуюся вдоль восточной границы Белорусско-Прибалтийского гранулитового пояса. Единичными скважинами толща установлена на участках Деревное, Подлесье, Караневщина; сравнительно детально она изучена на участке Рудьма, где образования толщи вскрываются на небольшой площади 14 скважинами. В строении разреза толщи на участке Рудьма преобладают амфибол-, гранат- и пироксен-биотитовые и пироксен-амфиболовые гнейсы, иногда графитсодержащие, полевошпатовые и пироксеновые амфиболиты; менее распространены амфибол-клинопироксеновые, гранат- и амфибол-двупироксеновые кристаллические сланцы, кальцифиры, мрамора (иногда с волластонитом), пироксенолиты (часто с гранатом), эвлизиты, силикатно-магнетитовые кварциты. Породы метаморфизованы в условиях гранулитовой фации повышенных давлений при T = 700—750 °C и P = 9 кбар.

Ю.А. Деревянкин выделил в составе рудьмянской толщи три главные ассоциации пород: базитовую (кристаллосланцевую), карбонатную и плагиогнейсовую.

Базитовая ассоциация (скважины 26п, 24ж—26ж участка Рудьма, скважины 45ж, 50п и 51п участка Деревное, скв. 31ж участка Караневщина и скв. Пр 4 участка Подлесье) представлена переслаиванием гранат-двупироксеновых, гранат-магнетит-пироксеновых и амфибол-пироксеновых кристаллических сланцев с подчиненным количеством гранатовых пироксенолитов и эвлизитов; характерно частое присутствие графита. Породы повсеместно интенсивно гранитизированы, наименее измененные разности встречаются в виде прослоев мощностью в первые метры, редко в 10—20 м, и только в скв. Пр 4 они слагают пачки мощностью до 90—100 м.

Ассоциация карбонатных пород наиболее полно вскрывается рядом скважин на участке Рудьма. Она представлена частым чередованием кальцифиров и мраморов с прослоями пироксенолитов и кварцитов.

Гнейсовая ассоциация установлена на участках Караневщина и Подлесье, где представлена часто переслаивающимися преимущественно гранат-биотитовыми и биотитовыми графитсодержащими плагиогнейсами; довольно часто наблюдаются также силлиманит-, кордиерит-, амфибол- и гиперстенсодержащие разности гнейсов, встречаются (уч. Подлесье) прослои пироксеновых амфиболитов и амфибол-пироксеновых кристаллических сланцев. Характерна чарнокитизация пород.

Предполагается, что кристаллосланцевая и карбонатная ассоциации рудьмянской толщи развиты преимущественно в зоне сочленения Белорусско-Прибалтийского гранулитового пояса с Околовской зоной; кристаллосланцевый и гнейсовый разрезы толщи характерны, вероятно, для Минского блока; преимущественно кристаллосланцевая ассоциация предположительно развита в пределах Витебского гранулитового блока.

На участке Рудьма скважины вскрывают почти непрерывный разрез рудьмянской толщи истинной мощностью около 3000 м. Почти половину его слагают гранитизированные в различной степени основные породы; около 25 % разреза приходится на такие практически неизмененные породы как амфиболиты, кристаллические сланцы, гнейсы основного и среднеосновного состава; менее широко представлены эндербиты, чарнокиты и различные ультраметаморфические гранитоиды (до 15 %), а также карбонатные породы (около 10 % мощности разреза) (Солодилова, 1998).

В нижней части разреза широко развиты породы основного состава (двупироксеновые и пироксен-амфиболовые, иногда биотитсодержащие кристаллические сланцы, амфиболиты, пироксен-амфиболовые и амфиболовые гнейсы, нередко эндербитизированные). Выше по разрезу доля основных пород уменьшается, преобладающими становятся кислые биотитовые гнейсы; в виде прослоев мощностью до 100 м присутствуют различные карбонатные породы (кальцитовые и кальцит-доломитовые мрамора, кальцифиры, диопсидовые и волластонитовые породы). В верхах разреза вновь возрастает доля пород основного состава, обычно в той или иной степени гранитизированных, среди которых сохраняются лишь маломощные прослои карбонатных пород (Солодилова, 1998).

На расположенном севернее участке Деревное вскрывается разрез, сложенный основными породами (двупироксеновыми, гиперстеновыми и пироксен-амфиболовыми кристаллическими сланцами), часто эндербитизированными или гранитизированными, с прослоями гранат-биотитовых гнейсов и эвлизитов. Петрохимические и геохимические особенности главных разностей пород рудьмянской толщи охарактеризованы в табл. 3.8.

Верхний архей или нижний протерозой

К стратифицированным образованиям верхнего архея или нижнего протерозоя отнесены широко рас-

8. Зак. 5046

Таблица 3.8

Содержание петрогенных окислов (мас. %) и микроэлементов (г/т) в метаморфических породах рудьмянской толщи (участок Рудьма, данные В.В. Солодиловой)

Компоненты	Группы пород													
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
SiO_2	47,66	47,72	51,18	60,09	68,19	57,98	65,52	44,22	42,05	49,70	4,23	2,60	18,84	51,29
TiO_2	1,03	1,15	0,96	0,80	0,73	0,59	0,65	0,26	0,13	0,02	0,08	0,03	0,16	0,38
Al_2O_3	15,03	15,52	14,27	16,70	13,21	11,30	14,06	3,58	2,64	1,19	0,92	0,30	1,91	5,64
Fe_2O_3	9,10	3,44	2,96	3,96	1,78	7,20	1,73	7,20	23,22	42,22	0,42	0,40	1,15	0,92
FeO	4,49	8,47	10,22	2,83	3,27	7,65	3,80	33,93	23,83	1,74	0,49	0,59	1,04	1,93
MnO	0,16	0,17	0,24	0,10	0,06	0,29	0,12	0,50	0,35	0,17	0,04	0,10	0,08	0,06
MgO	6,25	7,68	6,30	3,76	2,06	2,83	2,25	3,67	2,00	0,58	2,07	16,64	14,06	10,06
CaO	8,10	10,10	7,96	6,80	5,44	6,02	3,19	4,28	3,47	2,91	51,62	35,03	32,55	25,15
Na_2O	3,61	3,03	3,08	3,34	3,11	1,81	3,62	0,27	0,21	0,13	0,23	0,20	0,36	1,05
K_2O	2,02	1,02	1,04	0,67	0,97	2,30	3,78	0,28	0,14	0,06	0,09	0,06	0,19	0,22
P_2O_5	0,20	0,17	0,36	0,15	0,12	0,43	0,16	0,72	1,14	0,47	0,01	0,01	0,04	0,08
Число проб	3	7	3	2	2	7	9	13	25	9	7	8	10	7
V	150	170	105	113	51	85	13	77	42	34	10	15	25	33
Cr	157	107	116	126	121	112	107	86	48	95	11	38	31	68
Ni	53	57	30	39	24	29	27	37	21	23	10	14	17	18
Co	26	35	19	21	11	14	15	22	10	9	4	8	9	8
Sc	27	31	20	21	11	18	15	7	3	2	3	4	7	6
Cu	64	41	35	36	33	40	37	98	104	53	22	9	25	25
Pb	9	9	9	10	10	10	10	7	5	11	7	6	7	7
Zn	72	79	72	77	54	69	67	133	151	120	32	43	48	46
Mo	1,4	1,6	1,9	1,5	1,5	1,6	1,5	2,5	3,5	4,3	1,8	0,9	1,4	1,5
Sn	2,0	2,2	1,8	1,8	1,6	1,8	1,7	1,6	1,5	1,3	2,1	0,8	1,9	2,0
Ga	14	14	14	15	16	15	14	9	7	7	6	3	6	10
Ge	1,0	1,1	–	–	–	–	–	5,0	6,2	4,7	–	–	1,0	–
Sr	313	272	293	283	324	299	290	107	71	61	462	202	222	194
Ba	517	341	404	408	789	530	952	277	81	98	169	162	242	256
Be	1,5	1,2	1,2	1,4	1,7	1,7	1,4	1,1	1,3	0,9	0,7	0,8	0,8	0,9
Zr	133	97	108	127	151	147	131	71	43	26	47	26	53	54
Nb	9	9	9	9	10	10	10	9	7	4	5	5	7	6
Y	33	39	25	34	24	29	32	57	47	44	7	7	10	11
Yb	2,9	3,5	2,3	3,0	2,2	2,7	2,9	5,0	4,5	4,2	0,7	0,7	1,0	1,1
Число проб	84	96	37	76	72	102	48	27	50	23	13	42	87	50

Примечание. Группы пород: 1 — амфибол-пироксеновые кристаллические сланцы биотитизированные, 2 — амфиболиты, 3 — биотит-амфибол-пироксеновые гнейсы, 4 — амфиболовые гнейсы, 5 — биотит-амфиболовые гнейсы, 6 — пироксен-гранат-биотитовые гнейсы, 7 — гранат-биотитовые гнейсы, 8 — ортопироксениты, эвлизиты и др. породы эвлизитовой серии, 9 — магнетитовые эвлизиты, 10 — магнетитовые кварциты, 11 — мрамора кальцитовые, 12 — мрамора кальцит-доломитовые, 13 — кальцифиры, 14 — магнезиально-кальциевые метасоматиты.

пространенные в кристаллическом фундаменте в центральной части, на юге и на крайнем западе Беларуси толщи гнейсов умеренно-кислого и среднего состава с горизонтами амфиболитов, объединяемые в амфиболит-гнейсовый комплекс. В составе комплекса выделяются три толщи: озерская в Инчукалнской зоне на западе республики, притокская в Смолевичско-Дрогичинской (Центрально-Белорусской) зоне в центре и юровичская в Осницко-Микашевичском вулканоплутоническом поясе на юге и, вероятно, на востоке республики. Непосредственные взаимоотношения этих стратиграфических подразделений с образованиями нижнеархейской щучинской и нижнепротерозойской околовской серий не установлены. Косвенные данные (структурное положение, характер породных ассоциаций, вещественный состав, степень метаморфизма и т. д.) свидетельствуют о более молодом возрасте пород амфиболит-гнейсового комплекса по сравнению с гранулитовым; менее четко амфиболит-гнейсовый комплекс отличается от образований гнейсосланцевого комплекса. В то же время сходство минеральных парагенезисов пород амфиболит-гнейсового комплекса, испытавших прогрессивный ме-

таморфизм в условиях амфиболитовой фации, и гранулитовых образований, диафторически переработанных в этих же условиях, не исключает вероятности включения в отдельных случаях в амфиболит-гнейсовый комплекс гранулитов нижнего архея, интенсивно преобразованных диафторезом в условиях наложенной амфиболитовой фации. С другой стороны, к амфиболит-гнейсовому комплексу в ряде случаев могут быть отнесены и близкие по составу и структурам гранитизированные образования раннепротерозойской околовской серии. Поэтому весьма вероятно, что состав и расчленение амфиболит-гнейсового комплекса могут в дальнейшем претерпеть некоторые изменения; тем не менее, на данный момент достаточно очевидно наличие в кристаллическом фундаменте Беларуси самостоятельного крупного подразделения, определяемого как амфиболит-гнейсовый комплекс, образования которого обладают определенной спецификой состава в различных структурных зонах.

Изохронные определения возраста пород амфиболит-гнейсового комплекса в настоящее время отсутствуют. Оценки возраста, полученные кинетическим свинец-свинцовым методом, близки для разных толщ и отвечают раннему протерозою, составляя 2,13 и 2,04 млрд лет соответственно для пород притокской и юровичской толщ (Найденков и др., 1994).

Озерская толща

Озерская толща распространена в Инчукалнской зоне к западу от Белостокского разлома, являющегося западной границей Белорусско-Прибалтийского гранулитового пояса. Кроме того, сходные по вещественным характеристикам образования установлены в западной части гранулитового пояса, в Волковысской зоне. Строение разреза озерской толщи, ее мощность и границы с выше- и нижележащими стратиграфическими подразделениями не установлены. Мощность разреза толщи, вскрытой в скв. Пр 1, составляет 650 м; общая мощность разреза может быть оценена в несколько тысяч метров. Надежные датировки возраста для пород толщи отсутствуют; верхний возрастной предел для толщи определяется временем проявления процессов региональной гранитизации в условиях амфиболитовой фации, не затронувших образования околовской серии, т. е. имевших место или в конце архея, или в начале протерозоя.

К озерской толще относятся амфиболиты, амфиболовые, биотит-амфиболовые, амфибол-биотитовые, биотитовые и, иногда, гранат-биотитовые гнейсы, метаморфизованные в условиях амфиболитовой фации умеренных давлений при температуре не менее 540—550 °С и Р = 4—6 кбар и не содержащие каких-либо признаков предшествующего более высокотемпературного метаморфизма. Для строения разрезов толщи характерно частое чередование пород различной основности (преобладают разности от среднего до умеренно кислого состава, несколько реже встречаются более основные и более кислые разности). По-видимому, появление наиболее кислых разностей типа гранитогнейсов обусловлено воздействием процессов мигматизации и гранитизации, охвативших практически весь объем толщи. Относительно слабо гранитизированные разности сохраняются обычно в виде сравнительно небольших участков среди сплошных полей мигматитов и ультраметаморфических гранитоидов.

Плагиогнейсы и гнейсы среднего и умеренно кислого состава, мелко- и среднезернистые (часто неравномерно-зернистые) с массивной, гнейсоватой и нечетко полосчатой текстурой, немато- и лепидогранобластовой структурой слагают основную часть разреза. Размеры зерен породообразующих минералов колеблются в пределах 0,2—1,5 мм, редко достигая нескольких мм. Главными минералами плагиогнейсов являются плагиоклаз (олигоклаз-андезин № 24—41), кварц, мелкочешуйчатый буровато-зеленый биотит и зеленая роговая обманка. По соотношению биотита и роговой обманки выделяются роговообманковые и биотит-роговообманковые (богатые кальцием) и роговообманково-биотитовые и биотитовые (бедные кальцием) разновидности; в тех и других могут присутствовать гранат альмандинового состава, эпидот и, весьма редко, кордиерит и силлиманит. В акцессорных количествах в плагиогнейсах присутствуют апатит, сфен, магнетит, сульфиды и циркон. Плагиоклаз образует зерна субизометричной (иногда таблитчатой) или неправильной формы, обычно с полисинтетическими двойниками. В неравномерно-зернистых разностях гнейсов плагиоклаз в отдельных случаях имеет зональное строение (не более двух зон при прямом характере зональности). Иногда зерна плагиоклаза образуют овальные скопления поперечником до 10 мм, обтекаемые темноцветными минералами, что придает породе пятнистый облик. Зерна кварца также нередко слагают скопления в виде гнезд или прожилков размером до 0,8 мм. Часто встречающийся решетчатый микроклин имеет наложенный характер, развиваясь по плагиоклазу; в последнем на границе с микроклином иногда наблюдаются мирмекитовые выделения кварца.

В виде немногочисленных и сравнительно маломощных прослоев в разрезе присутствуют мелкозернистые, реже среднезернистые массивные или сланцеватые полевошпатовые амфиболиты, иногда содержащие небольшое количество моноклинного пироксена, биотита и антофиллита.

Представление о характере строения озерской толщи амфиболит-гнейсового комплекса дает описание разреза в районе скважин Щ 17 и Пр 1 (Скидель). Здесь сверху вниз вскрываются:

скв. Щ 17:	– биотитовые плагиогнейсы	23,3 м
	– полевошпатовые амфиболиты	3,9 м
	– биотитовые плагиогнейсы	12,3 м
скв. Пр 1:	– мелкозернистые биотит-амфиболовые гнейсы	2,5 м
	– мелкозернистые сланцеватые полевошпатовые амфиболиты	77,9 м
	– тонкозернистые массивные диопсидовые гнейсы	3,5 м
	– биотит-амфиболовые гнейсы	6,8 м
	– диопсидсодержащие полевошпатовые амфиболиты, прослоями антофиллит- и биотитсодержащие	9,2 м
	– мелко- и среднезернистые полевошпатовые амфиболиты, иногда антофиллитсодержащие, с прослоями биотит-амфиболовых гнейсов и мелкозернистых диопсидовых амфиболитов, с сегрегациями мономинеральных амфиболитов	77,2 м
	– мелкозернистые полосчатые биотитовые гнейсы	74,0 м
	– полевошпатовые амфиболиты, участками постепенно переходящие в меланократовые биотит-амфиболовые плагиогнейсы, с прослоем биотитовых гнейсов мощностью 0,5 м в нижней части интервала	23,5 м
	– мелкозернистые полосчатые биотитовые плагиогнейсы с отдельными прослоями диопсидовых амфиболитов мощностью до 1 м	40,5 м
	– мелкозернистые сланцеватые полевошпатовые амфиболиты с прослоем биотитовых гнейсов мощностью 3 м в середине интервала	7,0 м
	– мелкозернистые биотитовые гнейсы с редкими тонкими прослоями биотит-амфиболовых гнейсов и полевошпатовых амфиболитов	90,5 м
	– мелкозернистые полосчатые биотит-амфиболовые плагиогнейсы с редкими и маломощными прослоями биотитовых гнейсов и прослоем мелкозернистых массивных амфибол-диопсидовых плагиогнейсов	38,6 м
	– мелкозернистые амфиболовые плагиогнейсы	15,2 м
	– биотит-амфиболовые гнейсы	9,5 м
	– мелкозернистые полосчатые диопсидовые амфиболиты	1,0 м
	– мелкозернистые сланцеватые полевошпатовые амфиболиты, участками диопсидсодержащие	15,2 м
	– переслаивание мелкозернистых биотитовых и амфибол-биотитовых гнейсов	8,2 м
	– мелкозернистые сланцеватые полевошпатовые амфиболиты	36,9 м
	– мелкозернистые полосчатые амфибол-биотитовые гнейсы	17,3 м
	– полевошпатовые амфиболиты	1,9 м
	– мелкозернистые полосчатые биотитовые гнейсы с редкими и маломощными прослоями полевошпатовых амфиболитов	22,5 м
	– мелкозернистые полосчатые амфиболовые и амфибол-диопсидовые плагиогнейсы	8,1 м
	– мелкозернистые пятнисто-полосчатые полевошпатовые амфиболиты с прослоями амфибол-диопсидовых и диопсидовых плагиогнейсов	21,7 м
	– мелкозернистые полосчатые или массивные диопсидовые плагиогнейсы с прослоями полевошпатовых и диопсидовых амфиболитов	51,3 м
	– полевошпатовые амфиболиты, интенсивно биотитизированные и калишпатизированные	13,0 м
	– мелкозернистые сланцеватые полевошпатовые амфиболиты с прослоями мелкозернистых диопсидовых плагиогнейсов и крупнозернистых массивных амфибол-диопсидовых плагиогнейсов	31,5 м
	– мелкозернистые полевошпатовые амфиболиты с единичными прослоями биотитовых и диопсидовых гнейсов	37,4 м
	– мелкозернистые диопсидовые плагиогнейсы	1,4 м
	– мелкозернистые полосчатые амфиболовые и амфибол-биотитовые или биотит-амфиболовые гнейсы	21,0 м

Видимая мощность вскрытой части разреза озерской толщи равна 803,8 м, что соответствует (при среднем угле падения пород в 40—45 °) истинной мощности около 650 м. Петрохимические и геохимические особенности гнейсов и плагиогнейсов озерской толщи охарактеризованы в табл. 3.9 и 3.10.

Притокская толща

Образования притокской толщи амфиболит-гнейсового комплекса установлены в центральной части Смолевичско-Дрогичинской шовной зоны к востоку от Околовской грабен-синклинали. Породы толщи слагают кристаллический фундамент на территории, ограниченной Минским разломом с запада, Стоходско-Могилевским и Борисовским разломами с востока и Ляховичским разломом с юга. Вскрытая здесь скважинами мощность образований амфиболит-гнейсового комплекса превышает 850 м; общая мощность разреза может быть оценена в 3—5 тыс. м. По литологическому составу притокская толща близка к выделенной А.И. Стасевичем в 1980 г. дроздовской толще.

Таблица 3.9

Средние содержания петрогенных окислов (мас. %) в породах озерской толщи амфиболит-гнейсового комплекса

Окислы, параметры	Группы пород					
	1	2	3	4	5	6
SiO_2	48,34	49,88	48,66	53,15	59,80	65,60
TiO_2	0,81	0,54	0,66	1,47	1,11	0,70
Al_2O_3	14,68	14,92	14,70	14.43	15,98	16,00
Fe_2O_3	6,03	5,20	3,90	8,24	5,69	4,44
FeO	5,02	4,70	4,93	3,37	2,06	1,49
MnO	0,25	0,21	0,18	0,16	0,12	0,07
MgO	9,15	7,94	12,18	4.19	1,18	0,79
CaO	9,17	10,72	9,25	7,29	3,27	2,76
Na_2O	3,01	2,94	2,25	2,78	3,77	3,95
K_2O	1,60	1,57	1,78	3,42	5,41	4,04
P_2O_5	0,22	0,36	0,14	0,17	0,25	0,18
П. п. п.	1,44	1,02	1,52	1,18	0,70	0,22
f	55,2	56,0	42,5	73,7	87,0	88,4
K_o	54,6	52,5	44,2	71,0	73,4	74,9
t	7,3	5,4	7,5	12,7	14,3	11,8
alk	9,5	9,0	8,3	11,7	15,4	12,2
a'	30,4	29,9	30,2	27,1	26,7	24,4
Число проб	3	2	4	5	6	1

Примечание. Группы пород: 1 — амфиболиты полевошпатовые, 2 — амфиболиты клинопироксеновые, 3 — амфиболиты полевошпатововые биотитизированные, 4 — гнейсы средне-основного состава биотит-амфиболовые и амфибол-биотитовые, 5 — гнейсы среднего состава биотитовые и амфибол-биотитовые, 6 — гнейсы умеренно кислого состава биотитовые;

$f = (Fe_2O_3+FeO+MnO)\cdot100/(Fe_2O_3+FeO+MnO+MgO)$, мас. %;

$K_o = Fe_2O_3\cdot100/(Fe_2O_3+FeO)$, мас. %;

$t = TiO_2\cdot100/(Fe_2O_3+FeO)$, мас. %;

$alk = (Na_2O+K_2O)\cdot100/SiO_2$, мас. %;

$a' = Al_2O_3\cdot100/SiO_2$, мас. %.

Таблица 3.10

Средние содержания микроэлементов (г/т) в породах озерской толщи амфиболит-гнейсового комплекса

Элементы	Группы пород					
	1	2	3	4	5	6
V	150	170	160	300	66	105
Cr	89	180	270	150	24	35
Ni	44	63	130	100	14	21
Co	36	27	40	150	14	18
Sc	33	43	30	100	11	8,6
Cu	49	33	38	100	64	98
Pb	24	21	22	10	30	22
Zn	46	40	48	200	58	36
Mo	2,6	3,3	1,7	3,0	1,0	1,2
Sn	5,6	5,0	5,6	4,0	4,2	3,8
Ga	23	23	16	20	24	20
Sr	400	500	380	300	280	420
Ba	350	320	360	200	1900	1000
Be	0,8	0,7	0,8	3,0	1,5	1,2
Zr	70	87	64	200	180	120
Nb	7,1	5,0	8,8	10	13	11
Y	28	18	32	30	25	35
Yb	2,2	1,3	3,0	3,0	2,4	3,6
La	31	27	33	30	36	56
Число проб	7	3	5	1	5	4

Примечание. Названия групп пород см. в примечании к табл. 3.9.

Основную часть разреза слагают мелко-, средне- и неравномерно-зернистые плагиогнейсы и гнейсы среднего и умеренно кислого состава с массивной, гнейсоватой и нечетко полосчатой текстурой, немато- и лепидогранобластовой, иногда гетеробластовой структурой; размеры зерен породообразующих минералов от),2 до 1,5 мм, редко до нескольких мм. В виде немногочисленных маломощных прослоев в разрезе присутствуют полевошпатовые амфиболиты. Породы серии метаморфизованы в условиях низко- и среднетемпературной амфиболитовой фации кианит-силлиманитовой фациальной серии при T = 600 °С и P = 6,4—8,1 кбар.

Главными минералами плагиогнейсов являются плагиоклаз (олигоклаз-андезин № 24—41) — 35—

65 %, кварц — 20—35, мелкочешуйчатый буровато-зеленый биотит — 0—15 и зеленая роговая обманка — 0—20 %. По соотношению биотита и роговой обманки выделяются роговообманковые и биотит-роговообманковые (богатые Са) и роговообманково-биотитовые и биотитовые (бедные Са) разновидности, в которых могут встречаться гранат альмандинового состава (до 2 %), эпидот и, очень редко, кордиерит и силлиманит. Акцессорные минералы представлены апатитом, сфеном, магнетитом, сульфидами и цирконом.

Плагиоклаз образует зерна субизометричной и неправильной, а также иногда таблитчатой формы, обычно с полисинтетическими двойниками. В неравномерно-зернистых разностях гнейсов плагиоклаз в отдельных случаях имеет зональное строение (2 зоны, зональность прямая). Иногда зерна плагиоклаза образуют овальные скопления поперечником до 10 мм, вокруг которых изгибаются полоски темноцветных минералов, что придает породам "очковый" облик. Зерна кварца также нередко слагают гнездовидные или прожилковидные скопления размером до 0,8 мм. Локально встречающийся наложенный решетчатый микроклин (до 25 %) развивается по плагиоклазу, в котором на границе с микроклином иногда отмечаются мирмекитовые выделения кварца.

Гнейсам притокской толщи (табл. 3.11, 3.12) свойственна умеренная и повышенная железистость, глиноземистость и титанистость и пониженная щелочность, содержания микроэлементов преимущественно повышенные и близкие к кларкам, рассчитанным для земной коры региона (Архипова, Найденков, 1997), концентрации P, Na, Ca, Sr, некоторых сидерофильных элементов (V, Cr, Ni) и Zn и преимущественно пониженные и кларковые содержания Fe (при умеренной степени его окисленности), потерь при прокаливании, K, Pb, Mo, Ga, Ba, Be, Zr, Cu, Sn, Nb, Y и Yb. Содержания Mg, Co и Sc в них колеблются в широких пределах (от низких до повышенных). Для мигматитов амфиболитовой фации по этим породам характерна несколько повышенная основность ("фемичность") состава — избыток (относительно региональных кларков) Mg, Ca, сидерофильных и некоторых других (Fe, Ti, Mn, V, Cr, Ni, Co, Sc, Cu, Pb и Mo) элементов, а также дефицит щелочей, P и ряда редких и рассеянных литофильных элементов (Be, Zr, Nb, Y, Yb, La).

В породах притокской толщи носителями и концентраторами основной массы сидерофильных, халькофильных и некоторых рассеянных литофильных элементов служат биотит (Ti, Mn, V, Cr, Ni, Co, Zn, Sc, Nb), амфибол (Mn, V, Co, Sc, Cu, Zn, Sn) и магнетит (V, Cu, Zn, Sn). Полевые шпаты являются носителями Pb, Sr, Be (плагиоклаз), Ba и Mo (калишпат). Кроме того, в породах среднего состава Ba концентрируется в биотите, а Mo — в амфиболе и магнетите. Ga рассеян во всех породообразующих минералах. Основная масса редких литофильных элементов связана с акцессорными и второстепенными минералами (сфеном, апатитом и гранатом).

Таблица 3.11

Средние содержания петрогенных окислов (мас. %) в породах притокской и юровичской толщ амфиболит-гнейсового комплекса

Окислы, параметры	Группы пород						
	1	2	3	4	5	6	7
SiO_2	59,49	64,49	71,48	71,29	61,25	60,16	69,49
TiO_2	0,94	0,64	0,32	0,59	0,65	0,79	0,31
Al_2O_3	15,80	16,18	14,25	13,02	16,16	16,20	13,94
Fe_2O_3	2,60	1,60	1,01	1,31	2,29	2,70	1,49
FeO	4,68	2,92	1,75	3,02	3,67	3,59	1,40
MnO	0,09	0,07	0,04	0,05	0,08	0,06	0,05
MgO	2,91	1,79	0,95	1,54	2,82	3,45	1,21
CaO	6,41	3,92	2,95	1,67	4,98	3,01	1,32
Na_2O	3,83	4,16	4,20	2,43	4,29	3,50	2,21
K_2O	1,20	2,33	1,71	3,53	2,01	3,97	6,97
P_2O_5	0,42	0,41	0,19	0,10	0,25	0,21	0,15
П. п. п.	1,39	1,12	0,90	0,95	1,34	2,25	1,11
f	71,7	71,9	75,3	74,0	68,2	64,8	70,8
K_o	35,7	35,4	35,3	30,2	38,4	42,9	51,6
t	12,9	14,2	11,6	13,6	10,9	12,6	10,7
alk	8,5	10,1	8,3	8,4	10,3	12,4	13,2
a′	26,6	25,1	19,9	18,3	26,4	26,9	20,1
Число проб	29	27	12	7	20	10	10

Примечание. Породы притокской толщи: 1 — богатые Са плагиогнейсы среднего состава, 2—3 — бедные Са плагиогнейсы среднего (2) и кислого (3) состава, 4 — мигматиты амфиболитовой фации по ним; породы юровичской толщи: 5 — богатые Са и 6 — бедные Са плагиогнейсы среднего состава, 7 — мигматиты амфиболитовой фации по ним;

$f = (Fe_2O_3+FeO+MnO)\cdot100/(Fe_2O_3+FeO+MnO+MgO)$, мас. %;

$K_o = Fe_2O_3\cdot100/(Fe_2O_3+FeO)$, мас. %;

$t = TiO_2\cdot100/(Fe_2O_3+FeO)$, мас. %;

$alk = (Na_2O+K_2O)\cdot100/SiO_2$, мас. %;

$a' = Al_2O_3\cdot100/SiO_2$, мас. %.

Реконструкция первичной природы богатых и бедных Са плагиогнейсов притокской толщи позволяет установить ортоприроду и тех и других, хотя и с разной долей вероятности.

Очевидно, исходными для богатых Са плагиогнейсов были вулканиты от средне-основного до умеренно кислого состава. Так, например, точки составов плагиогнейсов притокской толщи среднего и умеренно кислого состава на диаграмме AKF А.А. Предовского попадают в поля базитов, сиенитов и диоритов (или их эффузивных аналогов), а на таких диаграммах, как Si—(K+Na), $ДZ^{H_2O}_{298^\circ K}$ — Al′ и Fe′ — K′ — $ДZ^{H_2O}_{298^\circ K}$

Таблица 3.12

Средние содержания (г/т) микроэлементов в породах притокской и юровичской толщ амфиболит-гнейсового комплекса

Элементы	Группы пород						
	1	2	3	4	5	6	7
V	120	68	53	40	140	97	51
Cr	57	56	37	22	76	41	15
Ni	24	19	17	16	45	23	10
Co	26	12	9,6	11	22	15	11
Sc	26	8,6	8,4	9,8	23	20	12
Cu	39	25	19	43	33	21	15
Pb	11	12	10	34	15	16	26
Zn	97	61	54	40	88	52	48
Mo	1,7	1,7	1,1	2,1	1,6	1,1	1,2
Sn	3,3	3,1	1,9	3,9	3,5	3,8	3,2
Ga	17	15	16	22	29	25	26
Sr	450	450	590	310	450	190	230
Ba	430	1070	770	1100	820	1400	2400
Be	2,0	1,5	1,6	1,2	2,1	1,9	1,3
Zr	210	220	150	130	290	430	290
Nb	14	15	12	13	15	19	16
Y	29	20	16	28	21	24	21
Yb	2,7	1,9	1,7	4,2	2,0	2,2	2,1
La				41	42	34	52
Число проб	56	29	86	19	20	10	17

Примечание. Название групп пород см. в примечании к табл. 3.11. Содержания микроэлементов даны по результатам приближенно-количественного спектрального анализа, выполненного в лаборатории Центрально-Казахстанского ТГУ (г. Караганда). Пустая графа — элемент не определялся.

А.А. Маракушева и В.И. Фельдмана — в поля магматических пород нормальной щелочности и области перекрытия полей вышеупомянутых магматических пород и осадочных пород различного типа, не совпадающих на разных диаграммах, что также может свидетельствовать о их вероятном магматическом происхождении.

Более проблематична реконструкция первичной природы бедных Са плагиогнейсов притокской толщи, точки составов которых располагаются на диаграммах в полях как магматических, так и осадочных пород или в области перекрытия полей тех и других. Тем не менее, ортоприроду бедных Са плагиогнейсов можно допустить, исходя из их частого присутствия в разрезах скважин совместно с богатыми Са разновидностями, ортоприрода которых установлена достаточно определенно, и наличия с последними как резких, так и постепенных контактов и общих текстурно-структурных характеристик. Повышенное в них содержание Sr также характерно для ортопород (Тейлор, Мак-Леннан, 1988). Вероятно, разброс точек составов плагиогнейсов на диагностических диаграммах может интерпретироваться как результат некоторой мигматизации первоначально более основных по составу ортопород.

Юровичская толща

Образования юровичской толщи амфиболит-гнейсового комплекса изучены в южной части Осницко-Микашевичского вулканоплутонического пояса, где они представлены мелко- и среднезернистыми биотитовыми и роговообманково-биотитовыми плагиогнейсами, иногда эпидотсодержащими, с подчиненным количеством маломощных прослоев амфиболовых плагиогнейсов и амфиболитов. Вскрываемая скважинами мощность разрезов невелика и не превышает, как правило, нескольких десятков метров; общая мощность разреза толщи может быть оценена в 3—5 тыс. м. Мелкозернистые (0,2—1,0 мм, реже до 2,0) плагиогнейсы слагают обычно небольшие участки среди среднезернистых разностей, причем контакты с последними, как правило, резкие. Это темно-серые породы с массивной или гнейсоватой текстурой, гранолепидобластовой или лепидогранобластовой структурой, сложенные полисинтетически сдвойникованным плагиоклазом (андезин № 38—40), редко слабозональным (45—70 %), зеленовато-бурым биотитом (25—40), кварцем (5—10, иногда до 15) и, иногда, наложенным решетчатым микроклином (0—7); участками встречаются сине-зеленая роговая обманка (до 5) и эпидот (до 5—7 %). Акцессорные минералы представлены апатитом, турмалином, ортитом, магнетитом, сульфидами и сфеном. Породы метаморфизованы при температурах 560—590 °С и давлениях 6,9—7 кбар, что соответствует условиям низко- и среднетемпературной амфиболитовой фации кианит-силлиманитовой фациальной серии.

Среднезернистые плагиогнейсы — это серые и темно-серые массивные или нечетко гнейсоватые, реже полосчатые породы с преимущественно лепидогетерогранобластовой структурой, иногда с элементами призматически-зернистой и порфиробластовой структур. Плагиогнейсы состоят из плагиоклаза (30—65 %), биотита (7—30), кварца (5—10), микроклина (0—15), роговой обманки (5—10) и эпидота (до 3—5 %). Акцессорные минералы представлены апатитом, цирконом, монацитом, магнетитом, ильменитом, сульфидами и сфеном.

Следует отметить, что эпидотсодержащие разности среднезернистых плагиогнейсов характеризуются более высокой основностью плагиоклаза по сравнению с разностями, не содержащими эпидота (если в первых отмечается андезин № 30—40, то во вторых — олигоклаз № 26—28). Кроме того, в первых более высокие содержания роговой обманки и сфена, более низкие циркона и отсутствует монацит.

Основу плагиогнейсов слагают изометричные округлые, реже близкие к таблитчатым зерна полисин-

тетически сдвойникованного, иногда слабозонального плагиоклаза (размерами 0,5—3,0, реже до 8 мм), спорадически с многочисленными включениями эпидота; их "обтекают" скопления более мелкозернистого (0,1—1,0 мм) кварц-полевошпатового материала с агрегатами мозаичного кварца и зеленовато-бурого биотита. С последним иногда ассоциируют зеленая роговая обманка и эпидот. Мелкопертитовый решетчатый микроклин носит наложенный характер и развивается обычно по плагиоклазу.

Для химизма гнейсов юровичской толщи (см. табл. 3.11, 3.12) характерны несколько повышенные глиноземистость и щелочность (кларковые и повышенные относительно региональных кларков пород содержания Al, Na, K), преимущественно несколько повышенные и кларковые количества Mg, сидерофильных (V, Cr, Ni, Co) элементов, Sc, Sn, Nb, Ga, Ba, Be, Zr, умеренные — Pb, Mo, пониженные — Fe (низкая железистость при высокой степени окисленности Fe), Ti, P, Cu и редкоземельных элементов (Y, Yb, La), переменные (от пониженных до умеренных) — Sr, Zn и Mn. Аналогичны по составу и мигматиты амфиболитовой фации по этим породам, дополнительно характеризующиеся повышенными (относительно регионального кларка для кислых пород) содержаниями Mn, кларковыми Fe и пониженными Na, Be и Nb.

Основными носителями и концентраторами большинства сидерофильных и других элементов в породах юровичской толщи являются фемические породообразующие минералы — биотит (Ti, Mn, V, Cr, Ni, Co, Zn) и роговая обманка (Ti, Mn, V, Co, Sc, Cu, Zn, Sn, Mo); некоторая часть этих элементов связана с второстепенными минералами — магнетитом (V, Cu, Zn, Mo, иногда Cr) и эпидотом (V, Sc). Полевые шпаты являются носителями Mo, Sr, Ba, а также Be (плагиоклаз) и Pb (калишпат). Кроме того, в богатых Ca породах часть Sr концентрируется в амфиболе, а Ba в биотите. Очевидно, часть халькофильных элементов связана с немногочисленными сульфидами, многие редкие литофильные элементы находятся в акцессориях (цирконе, апатите и сфене), а в некоторых случаях (в частности, в бедных Ca породах) — в биотите (Nb) и амфиболе (Y). Ga рассеян во всех породообразующих минералах.

Реконструкция первичной природы пород юровичской толщи осложняется в связи с региональным наложением на них мигматизации, вероятно, обусловленной процессами становления протерозойских (1,95—2,04 млрд лет) гранитоидов микашевичского комплекса. В результате состав пород претерпел некоторые изменения; в частности, были повышены содержания многих "гранитофильных" элементов. О проявлениях гранитизации свидетельствует также такая петрографическая особенность части среднезернистых плагиогнейсов юровичской толщи, как наличие округлых изометричных, реже таблитчатых зерен плагиоклазов, иногда с пойкилитовыми включениями эпидота, в интерстициях которых локализуются мелкие ксеноморфные выделения кварца и темноцветных минералов. При отсутствии видимых признаков общей деформации эти особенности пород дают основание рассматривать их как бластиты (Менерт, 1971), образование которых может быть связано с процессами мигматизации более мелкозернистых пород.

Точки составов и бедных, и богатых Ca средне- и мелкозернистых плагиогнейсов на петрохимических диаграммах (А.А. Маракушева и В.И. Фельдмана и др.) находятся преимущественно в области перекрытия полей пород различных генетических типов или в полях (нередко не совпадающих на разных диаграммах) как осадочных, так и магматических пород нормальной и повышенной щелочности. Более определенными являются результаты, полученные с помощью диаграммы AKF А.А. Предовского, на которой точки составов богатых Ca среднезернистых плагиогнейсов находятся в поле сиенитов, диоритов и плагиогранитов (или их эффузивных аналогов), что в совокупности с такими типоморфными особенностями минералов из этих пород как заметный в ряде случаев идиоморфизм зональных кристаллов плагиоклаза и зональное строение призматических кристаллов циркона (Кошевенко, 1979), позволяет предположить ортоприроду исходных пород.

Положение подавляющего большинства точек составов бедных Ca мелко- и среднезернистых плагиогнейсов на диаграмме AKF преимущественно в поле граувакк, наличие округлых окатанных зерен циркона с шероховатой поверхностью (Кошевенко, 1979) и относительно высокие содержания многих элементов-сидерофилов, что характерно для парапород (Тейлор, МакЛеннан, 1988), свидетельствуют о возможной осадочной природе рассматриваемых образований. Таким образом, в разрезах юровичской толщи преобладают, повидимому, терригенные породы типа граувакк с подчиненным количеством вулканитов основного и среднего состава.

Нижний протерозой

Околовская серия

В 1970 г. в процессе среднемасштабного глубинного геологического картирования на территории Столбцовского листа в западной части Центрально-Белорусской зоны бурением была установлена толща пород пестрого состава, представленная преимущественно различными плагиогнейсами и амфиболитами и содержащая горизонты магнетитовых кварцитов и тела различных метасоматических пород. Она резко отличалась от сравнительно хорошо изученных к тому времени основных гранулитов щучинской серии и поэтому

была выделена в качестве самостоятельной околовской серии раннего протерозоя (Стасевич и др., 1971). Считалось, что серия слагает узкую полосу шириной 12—30 км, протягивающуюся на 200 км в северо-восточном направлении между восточной границей Белорусско-Прибалтийского гранулитового пояса и Минским разломом, примерно в 45—50 км к западу от Минска. В структурном отношении эта полоса иногда определялась как грабен-синклиналь (Железорудные ..., 1974), хотя никаких доказательств этому обычно не приводилось. В конце 70-х — начале 80-х годов породы, иногда относившиеся к околовской серии, были вскрыты буровыми скважинами и дальше к востоку, за Минским разломом, ранее считавшимся восточной границей области развития пород серии.

В магнитном поле породы серии выражаются общим пониженным (как правило, отрицательным) магнитным полем с отдельными небольшими положительными магнитными аномалиями интенсивностью до 1500—1700 нТл, иногда образующими вытянутые в субмеридиональном направлении цепочки.

Первоначально раннепротерозойская околовская серия расчленялась (снизу вверх) на три свиты: гуменовщинскую, шашковскую и яченскую (Стасевич и др., 1971). При последующем изучении у геологов неоднократно возникали сомнения в правомерности подобного расчленения серии; в частности, наибольшую критику вызвало выделение яченской свиты, вскрытой всего несколькими скважинами, породы в которых были интенсивно переработаны процессами метасоматоза, очевидно, во многом обусловившими специфику состава свиты. В результате в 1979 г. А.Б. Черняховский предложил подразделить околовскую серию на две толщи, исключив из ее состава яченскую свиту. В 1988 г. Л.Л. Шатрубов предложил вернуться к трехчленному подразделению разреза серии; при этом, наряду с сохранившимся упразднением яченской свиты, им было предложено выделить ниже гуменовщинской свиты еще одно подразделение, для которого было предложено название "думичская свита". Наиболее полный разрез свиты вскрывался скв. Кс 55, для которой были получены раннепротерозойские значения радиологического возраста пород (Бибикова и др., 1992). Каждая из трех свит, в свою очередь, подразделялась на две толщи. В целом, вопрос о расчленении околовской серии все еще остается достаточно дискуссионным.

Довольно долго сохранялась и неопределенность в оценке возраста серии. Выделившие серию авторы отнесли ее к нижнему протерозою на основании ее корреляции по вещественному составу и степени метаморфизма с лопием Балтийского щита. Позднее, когда был доказан позднеархейский возраст лопия, околовская серия была автоматически перемещена в верхний архей, что и было зафиксировано в принятой в 1981 г. рабочей схеме архея и нижнего протерозоя Беларуси (Решения ..., 1983). Лишь в последние годы изучение изотопов свинца в цирконах из метаморфических и магматических пород Околовской структуры позволило достаточно надежно оценить ее возраст как раннепротерозойский. Прежде всего, был установлен возраст развивающихся по породам серии и частично прорывающих их ультраметаморфических гранитоидов жуховичского комплекса, оказавшийся равным 1900±37—45 млн лет (Щербак и др., 1990). Затем было выполнено радиологическое изучение скв. Кс 55, вскрывающей самую нижнюю часть разреза серии на юго-востоке области ее развития (соответствующую думичской свите по Л.Л. Шатрубову). Для нескольких проб цирконов из этой скважины были получены уран-свинцовым методом изохроны в 1982±30 (гл. 890 м) и 1952±55 млн лет (инт. 400—890 м), а также единичное определение в 1921 млн лет (гл. 400 м). Для подрудной части шашковской свиты непосредственно на Околовском месторождении (скв. 10ж) был установлен возраст в 1980 млн лет; еще одна датировка в 1903±1,6 млн лет была получена для пород из скв. Сосновый Бор 3, расположенной на севере площади развития серии. Таким образом, имеющиеся на настоящий момент данные достаточно убедительно свидетельствуют о том, что породы околовской серии образовались в интервале от 2000 до 1900 млн лет. Около 1900 млн лет породы серии подверглись региональной гранитизации с образованием ультраметаморфических гранитоидов жуховичского комплекса.

Петрографический состав пород околовской серии характеризуется большим разнообразием. Если преобладающими в разрезах серии являются различные плагиогнейсы и амфиболиты, то наряду с ними здесь довольно широко распространены карбонатсодержащие породы, различные породы метасоматического происхождения (гранатиты, биотитолиты, пироксенолиты и др.), а также магнетитовые и силикатные кварциты.

Далее более подробно рассмотрены особенности петрографического состава наиболее характерных для околовской серии типов пород, подразделяемых на породы основного состава (преимущественно амфиболиты, реже амфиболовые сланцы) и породы от среднего до кислого состава (преимущественно плагиогнейсы); по соотношению главных породообразующих минералов среди тех и других устанавливается ряд разновидностей.

Амфиболиты — наиболее обычные породы основного состава в разрезах серии. Чаще всего они слагают прослои и сравнительно маломощные (метры и первые десятки метров) горизонты среди плагиогнейсов. Только в гуменовщинской толще амфиболиты слагают довольно мощную (порядка 400 м) пачку. Амфиболиты околовской серии чаще всего представлены ро-

говообманковыми разностями; иногда, преимущественно в железорудной части разреза, встречаются куммингтонитовые амфиболиты. Довольно редки разности, в которых амфибол относится к актинолиту или жедриту. Из второстепенных породообразующих минералов, наличие которых влияет на отнесение амфиболита к той или иной петрографической разности, обычны кварц и биотит, реже встречаются моноклинный пироксен, гранат, эпидот, кальцит, скаполит и турмалин.

Роговообманковые амфиболиты сложены преимущественно амфиболом (35—65 %, иногда до 80—90 % для анхимономинеральных разностей), относящимся к паргаситу-гастингситу, и плагиоклазом (30—70 %). В небольшом количестве постоянно присутствуют кварц (3—5, реже до 10—15 %) и рудные минералы (магнетит и сульфиды, в сумме до 5—7 %). Весьма обычен бурый биотит, количество которого в отдельных случаях достигает 15-20%. Часто в небольших количествах встречаются эпидот, гранат, карбонатный минерал; в отдельных случаях амфиболиты содержат заметные количества скаполита и турмалина. Акцессорные минералы чаще всего представлены апатитом и сфеном. Нередко для роговообманковых амфиболитов характерно наличие реликтовых офитовых структур, а также мелкозернистых атакситовых текстур, обычно возникающих при перекристаллизации крупнозернистых магматических (в данном случае габбровых) структур, что свидетельствует о большой распространенности среди амфиболитов серии аподиабазовых и апогаббровых разностей.

Куммингтонитовые амфиболиты обычно содержат некоторое количество обыкновенной роговой обманки и лишь в редких случаях являются чисто куммингтонитовыми. По наличию второстепенных минералов они могут быть подразделены на кварц-, биотит-, эпидот- и гранатсодержащие разности, встречающиеся достаточно редко.

Пироксеновые амфиболиты содержат, наряду с роговой обманкой, некоторое количество (не более 20—25 %) моноклинного пироксена. Обычны также кварц (до 5—7 %) и биотит (до 7—8 %).

Плагиогнейсы околовской серии характеризуются большим разнообразием петрографических разностей, выделение которых обусловлено присутствием в породах различных количеств таких темноцветных минералов как роговая обманка, куммингтонит, жедрит, клинопироксен, гранат, биотит, мусковит, ставролит и кордиерит; лейкократовая составляющая представлена обычно кварцем и плагиоклазом. В связи с этим, а также учитывая близость химического состава многих петрографических разностей, были выделены два главных типа плагиогнейсов: богатые и бедные кальцием.

Довольно широко распространены в составе околовской серии различные сланцы, среди которых по набору темноцветных минералов можно выделить роговообманковые, биотитовые, хлоритовые, биотит-хлоритовые, хлорит-эпидотовые и эпидотовые разности.

Еще одной характерной для околовской серии группой пород являются кварциты, среди которых можно выделить три главных типа: силикатные, магнетитовые и силикатно-магнетитовые.

Силикатные кварциты, для петрографического состава которых характерно преобладание кварца и присутствие небольшого количества силикатных минералов (амфибола, граната, биотита, мусковита и некоторых других), наиболее часто представлены такими разновидностями, как амфиболовые и слюдистые кварциты; некоторые разности, переходные к гнейсам и сланцам, иногда выделяются как гнейсо-кварциты и кварцито-сланцы.

Магнетитовые кварциты — это практически биминеральные породы, образованные переменными количествами кварца и магнетита; содержание последнего иногда может доходить до 70—80 % и более. В незначительных количествах могут присутствовать и силикатные минералы (роговая обманка, куммингтонит, клинопироксен). Структура пород гранобластовая, реже гетеробластовая, текстура обычно тонкослоистая (мощность отдельных слойков кварц-магнетитового состава обычно не превышает нескольких миллиметров, реже составляет 1—2 см).

Силикатно-магнетитовые кварциты — это породы, переходные между собственно магнетитовыми кварцитами и безрудными силикатными кварцитами; они слагают основную часть разреза рудной толщи околовской серии. Породы образованы преимущественно мозаичным кварцем с переменным количеством магнетита и небольшим количеством силикатных минералов — роговой обманки, куммингтонита, клинопироксена, граната.

В рудной части разреза серии широко распространены различные породы, очевидно, имеющие метасоматическое происхождение — это, прежде всего, такие практически мономинеральные породы, как амфибололиты, гранатиты, биотитолиты и пироксенолиты; достаточно широко встречаются также породы, образованные сочетанием двух или трех минералов — кварц-куммингтонит-роговообманковые, клинопироксен-роговообманковые, гранат-клинопироксеновые и др. Нередко в их составе присутствуют заметные количества магнетита, содержание которого может доходить до нескольких десятков процентов.

Характерными, хотя и не очень широко распространенными породами в разрезах околовской серии являются карбонатные и карбонатсодержащие породы, иногда содержащие заметные количества скаполита.

Петро- и геохимические особенности главных разновидностей пород околовской серии представлены в табл. 3.13, 3.14 (амфиболиты), 3.15—3.18 (гнейсы).

Таблица 3.13

Средний химический состав (мас. %) главных разновидностей амфиболитов околовской серии

Окислы	Группы пород											
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO_2	47,26	48,56	48,14	49,19	50,66	50,39	48,54	51,38	51,77	49,48	49,97	44,29
TiO_2	0,84	1,05	1,99	1,01	1,67	1,11	1,16	1,17	1,61	1,95	1,45	1,50
Al_2O_3	17,02	14,65	14,40	15,40	15,20	14,33	14,09	17,33	13,59	13,00	13,89	14,34
Fe_2O_3	1,98	4,08	6,62	4,34	2,65	3,57	3,38	4,04	3,39	4,32	4,35	7,26
FeO	9,17	8,52	9,17	6,81	10,39	6,80	8,43	6,31	10,13	9,72	9,38	9,61
MnO	0,19	0,20	0,23	0,13	0,19	0,17	0,20	0,16	0,19	0,26	0,11	0,15
MgO	9,17	8,13	5,59	7,53	5,21	7,79	8,58	4,40	5,17	5,65	5,48	6,65
CaO	9,83	9,64	7,74	9,64	7,81	9,78	10,99	9,60	8,17	9,94	9,55	9,76
Na_2O	2,27	2,74	2,44	2,92	2,85	2,84	2,08	2,38	2,93	2,64	2,63	2,39
K_2O	0,71	0,57	1,32	0,82	1,17	1,00	0,93	1,17	0,72	0,79	0,69	0,58
P_2O_5	0,06	0,16	0,45	0,30	0,31	0,13	0,17	0,26	0,27	0,56	0,18	0,26
SO_3	<0,02	<0,10			<0,10	<0,10	<0,10	<0,10	0,34	<0,10	0,41	0,76
П. п. п.	1,91	1,87	1,43	1,45	1,58	1,98	1,64	1,84	1,85	1,81	1,73	1,88
Число проб	3	5	8	14	3	5	7	6	16	3	5	6

Продолжение табл. 3.13

Окислы	Группы пород											
	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24
SiO_2	45,49	47,06	46,69	42,30	45,93	48,99	51,39	53,51	51,47	45,68	48,10	49,65
TiO_2	1,98	0,65	0,64	0,82	0,54	1,09	1,23	1,56	1,25	0,22	0,99	1,35
Al_2O_3	13,31	14,11	13,50	19,48	13,66	16,02	15,57	13,40	14,02	19,49	14,40	16,50
Fe_2O_3	7,32	2,43	4,21	4,00	2,42	3,28	2,79	4,59	4,15	1,85	4,48	2,54
FeO	10,25	9,14	7,36	15,70	7,45	9,12	8,16	10,25	9,00	5,63	7,51	7,62
MnO	0,17	0,19	0,16	0,42	0,16	0,19	0,18	0,19	0,17	0,14	0,12	0,20
MgO	6,39	13,36	12,37	5,96	11,20	6,99	5,01	4,09	7,76	12,09	6,56	4,50
CaO	10,22	8,02	9,10	6,16	15,12	6,32	9,42	7,37	4,29	10,40	9,22	12,70
Na_2O	2,11	2,32	2,01	2,22	0,83	3,85	3,28	3,00	2,94	1,97	3,72	3,36
K_2O	0,57	0,25	1,44	0,36	0,42	1,69	0,91	0,75	2,11	0,31	1,64	0,72
P_2O_5	0,20	0,10	0,28	0,52	0,18	0,18	0,43		0,26	0,03	0,70	0,22
SO_3	0,49	<0,10		0,08	<0,10	0,02			0,23			
П. п. п.	1,88	2,29	1,23	1,74	1,68	1,89	1,71	1,42	2,54	1,67	1,72	0,98
Число проб	6	3	7	2	2	1	11	1	5	1	4	1

Примечание. Разновидности амфиболитов: 1—4 — амфиболиты роговообманковые: 1 — тонко-мелкозернистые сланцеватые, 2 — мелкозернистые массивные, 3 — мелко-среднезернистые магнетитсодержащие, 4 — то же безмагнетитовые; 5—6 — амфиболиты роговообманковые кварцсодержащие: 5 — тонко-мелкозернистые сланцеватые магнетитсодержащие, 6 — то же безмагнетитовые; 7—8 — амфиболиты роговообманковые аподиабазовые: 7 — без кварца, 8 — кварцсодержащие; 9—13 — амфиболиты роговообманковые апогаббровые (9 — скв. Ст 169; 10 — скважины Ст 118 и 144; 11 — скважины Ст 9п и 10п; 12 — скв. Ст 195; 13 — скв. Ст 121); 14—15 — амфиболиты роговообманковые анхимономинеральные: 14 — без биотита, 15 — биотитсодержащие и биотитовые; 16 — амфиболиты роговообманковые гранатсодержащие; 17 — амфиболиты роговообманковые карбонатсодержащие; 18 — амфиболиты роговообманковые кварц- и скаполитсодержащие; 19 — амфиболиты роговообманковые кварц- и эпидотсодержащие, иногда с хлоритом; 20 — амфиболиты роговообманковые турмалинсодержащие; 21 — амфиболиты куммингтонитовые; 22 — амфиболиты актинолитовые; 23—24 — амфиболиты клинопироксеновые: 23 — без кварца, 24 — кварцсодержащие. Пустая графа — данные отсутствуют.

Таблица 3.14

Средние содержания микроэлементов (г/т) в главных разновидностях амфиболитов околовской серии

Элементы	Группы пород															
	2*а*	2*б*	3	4	5	6	7	8	10	11	12	14	15	16	20	21	23
Ti	10300	6200	6200	4500	8200	6700	6000	7000	10600	7800	10500	6400	3700	10800	8000	7800	5000
V	390	220	250	170	300	230	260	340	370	190	230	200	130	360	250	260	150
Cr	18	200	36	220	34	170	410	140	11	46	48	500	590	7,4	70	93	175
Ni	30	87	38	93	34	94	180	52	18	35	50	280	205	20	55	83	70
Co	48	51	43	42	43	55	61	35	36	55	82	68	44	30	45	52	30
Sc	44	43	42	36	48	44	49	48	33	42	45	45	30	38	40	40	45
Cu	48	53	43	48	59	56	59	57	39	77	82	57	31	58	55	70	35
Pb	7,5	7,8	9,0	11	15	10	4,5	4,5	7,6	7,8	4,8	13	20	8,4	7,0	6,2	26
Zn	160	140	75	70	130	210	160	110	105	110	98	290	49	220	150	190	45
Mo	1,1	1,2	1,4	1,8	1,2	1,5	1,2	1,0	1,0	1,2	1,0	1,3	1,1	1,4	1,8	1,6	4,5
Sn	1,6	5,6	4,2	3,8	2,2	2,9	4,4	1,8	1,7	0,8	0,5	3,2	5,6	5,2	3,5	2,2	5,5
Ga	20	17	19	21	18	17	18	15	13	18	20	12	15	23	18	22	25
Sr	250	280	300	280	250	290	250	300	210	320	420	250	260	220	280	240	550
Ba	105	240	100	180	200	310	190	190	120	120	200	180	170	100	1000	130	325
Be	0,7	0,6	1,0	0,7	0,9	0,8	0,9	0,6	0,4	0,6	0,6	0,8	0,6	1,0	0,9	1,0	0,7
Zr	120	140	140	74	160	150	89	140	94	110	95	160	50	160	200	180	80
Nb	6,7	6,9	12	8,5	10	7,4	5,3	10	6,6	5,2	3,8	12		11	5,0	8,4	5,0
Y	42	28	51	34	28	30	27	35	32	31	22	28	17	40	35	38	20
Yb	3,1	3,2	4,8	3,1	3,0	3,1	2,3	2,5	2,6	1,9	2,5	2,5	1,9	3,4	3,0	3,2	1,5
La	60	43	50	18	80	64	50	35				25	10	77	40	60	25
Число проб	10	12	24	21	10	13	10	4	10	12	4	8	9	5	2	5	2

Примечание. Названия групп пород см. в примечании к табл. 3.13; 2а и 2б — амфиболиты мелкозернистые малохромистые (2*а*) и хромсодержащие (2*б*).

Таблица 3.15

Средний химический состав (мас. %) богатых кальцием гнейсов околовской серии

Окислы	Группы пород								
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO_2	57,26	57,90	63,62	56,47	63,90	57,78	53,17	65,90	65,03
TiO_2	1,19	1,04	0,77	1,18	0,60	1,18	1,10	0,67	0,49
Al_2O_3	15,03	15,51	15,94	15,18	14,72	14,94	14,32	14,32	14,71
Fe_2O_3	2,81	2,12	1,79	2,96	2,26	2,60	3,78	1,28	1,88
FeO	6,23	6,43	3,77	7,73	4,53	7,50	11,03	4,44	5,32
MnO	0,12	0,10	0,07	0,14	0,16	0,09	0,19	0,06	0,07
MgO	3,30	3,26	2,48	3,46	1,93	3,85	4,54	2,79	2,36
CaO	6,84	6,02	4,71	6,54	4,18	4,51	4,97	2,85	2,88
Na_2O	3,79	4,08	4,40	2,75	3,45	4,76	3,23	4,88	4,89
K_2O	1,02	1,01	1,48	1,38	2,12	0,72	1,04	1,01	0,57
P_2O_5	0,43 [34]	0,45 [10]	0,28 [11]	0,30 [10]	0,26	0,26 [27]	0,64	0,31 [6]	0,24
П. п. п.	1,60	1,63	1,12	1,54	1,39	1,47	2,15	1,19	1,35
Сумма	99,62	99,55	100,43	99,63	99,50	99,66	100,16	99,70	99,79
Число проб	38	11	14	12	9	31	3	7	4

Примечание. Группы пород: 1 — роговообманковые и биотит-роговообманковые плагиогнейсы среднего состава, 2 — роговообманково-биотитовые плагиогнейсы среднего состава, 3 — то же, умеренно кислого состава, 4 — роговообманково-биотитовые гранатсодержащие плагиогнейсы среднего состава, 5 — то же, умеренно кислого состава, 6 — куммингтонит-роговообманковые, роговообманково-куммингтонитовые, иногда биотитсодержащие плагиогнейсы среднего состава, 7 — то же, гранатсодержащие, 8 — куммингтонит-роговообманковые, роговообманково-куммингтонитовые биотитсодержащие плагиогнейсы умеренно кислого состава, 9 — то же, гранатсодержащие.

Таблица 3.16

Средние содержания элементов-примесей (г/т) в богатых кальцием гнейсах околовской серии

Элементы	Группы пород					
	1	2-3	4	5	6-7	8-9
Ti	0,66	0,52	0,6	0,69	0,65	0,56
V	170	110	150	120	170	130
Cr	78	71	67	63	110	49
Ni	32	21	22	23	67	39
Co	27	24	31	22	37	26
Sc	27	19	20	26	34	19
Cu	52	42	53	57	44	47
Pb	7,7	12	11	9,1	5,9	8,3
Zn	110	91	130	140	130	89
Mo	1,6	2,2	1,5	2,5	2,1	1,7
Sn	3,6	3,1	3,2	3,2	1,9	2,8
Ga	19	16	19	17	20	20
Sr	330	280	280	200	230	340
Ba	310	430	310	340	210	220
Be	1,4	1,7	0,99	1,5	1,1	1,3
Zr	170	160	140	190	160	130
Nb	11	10	13	13	11	11
Y	29	32	30	33	30	30
Yb	2,6	2,7	2,6	2,8	2,9	3,1
La	78 [17]	40 [1]	20 [1]	230 [4]	80 [10]	40 [16]
Число проб	48	10	8	17	23	29

Примечание. Названия пород см. в примечании к табл. 3.15.

Таблица 3.17

Средний химический состав (мас. %) бедных кальцием гнейсов околовской серии и "спушанской толщи"

Окислы	Группы пород										
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO_2	65,16	73,05	72,61	66,76	73,25	57,18	63,97	66,06	73,22	62,33	73,27
TiO_2	0,71	0,35	0,36	0,55	0,38	0,91	0,56	0,58	0,32	0,66	0,38
Al_2O_3	15,14	13,13	13,43	15,59	13,28	17,32	16,00	15,15	13,36	18,06	13,41
Fe_2O_3	1,71	1,15	1,09	2,07	1,01	3,15	1,77	2,93	0,67	1,29	1,08
FeO	3,11	2,09	1,50	3,59	2,27	6,90	5,25	2,14	2,21	1,74	0,80
MnO	0,07	0,03	0,03	0,08	0,05	0,20	0,09	0,06	0,04	0,06	0,02
MgO	2,52	1,04	0,82	1,82	0,94	3,85	2,51	1,85	1,45	3,17	1,73
CaO	3,37	2,57	1,91	2,49	2,08	3,67	2,84	1,47	1,40	2,05	0,84
Na_2O	4,53	3,77	2,58	2,63	3,57	3,78	4,64	2,49	3,02	7,95	6,27
K_2O	1,19	1,65	3,83	2,23	1,96	0,58	0,60	4,45	2,65	1,38	1,09
P_2O_5	0,30 [6]	0,15 [14]	0,11 [2]	0,19 [11]	0,14	0,31	0,26	0,16 [6]	0,14	0,12	0,12
П. п. п.	1,36	0,79	0,54	1,59	0,79	1,49	1,30	2,22	1,13	1,04	0,75
Сумма	99,17	99,77	99,81	99,64	99,72	99,34	99,79	99,56	99,61	99,85	99,76
Число проб	7	15	3	13	8	8	7	7	10	9	18

Примечание. Группы пород: 1—9 — околовская серия: 1 — биотитовые плагиогнейсы умеренно кислого состава, 2 — то же кислого состава, 3 — биотитовые плагиогнейсы кислого состава микроклинизированные, 4 — гранат-биотитовые, иногда ставролит- и кордиеритсодержащие плагиогнейсы умеренно кислого состава, 5 — то же кислого состава, 6 — жедрит-биотитовые плагиогнейсы среднего состава, 7 — гранат-жедрит-биотитовые, иногда кордиерит- и ставролитсодержащие плагиогнейсы умеренно кислого состава, 8 – биотит-мусковитовые и мусковит-биотитовые плагиогнейсы умеренно кислого состава, 9 — то же кислого состава; 10—11 — комплекс щелочно-кислых метасоматитов ("спушанская толща"): 10 — флогопит-плагиоклазовые, иногда антофиллитсодержащие гнейсовидные породы умеренно кислого состава, 11 — то же кислого состава.

Таблица 3.18

Средние содержания элементов-примесеей (г/т) в бедных кальцием гнейсах околовской серии и "спушанской толщи"

Элементы	Группы пород									
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	11
Ti	0,41	0,33	0,32	0,36	0,26	0,44	0,51	0,35	0,33	0,34
V	98	82	69	68	31	140	130	81	68	110
Cr	51	64	34	46	32	84	71	75	94	75
Ni	26	23	22	23	29	31	25	30	20	36
Co	17	15	12	14	12	30	21	16	7,7	8,7
Sc	13	11	7,1	12	7,8	26	19	11	12	16
Cu	49	28	31	33	18	25	18	37	26	34
Pb	8,8	7,8	16	11	23	7,1	6	16	8,5	16
Zn	77	55	55	79	56	93	69	82	56	22
Mo	1,5	1,4	1,3	1,7	3,4	1,9	1,7	1,5	2	1,4
Sn	2,9	2,6	3,6	3	6,3	2,9	2,3	3,5	3,9	4
Ga	19	17	16	17	22	22	18	16	17	26
Sr	280	280	320	300	190	160	350	280	210	220
Ba	620	710	1500	580	650	71	190	1500	760	65
Be	1,6	1,6	1,9	1,8	1,6	1,5	1,2	1,6	1,7	2,3
Zr	160	170	170	170	190	120	150	170	170	130
Nb	13	13	17	14	20	11	11	14	23	16
Y	28	26	28	25	34	19	21	25	49	19
Yb	2,9	2,5	3,0	2,9	3,8	1,9	1,9	2,6	5,8	2,0
La	72 [13]	50 [23]	89 [9]	97 [11]	35 [2]	50 [1]	26 [7]	80 [6]	63 [4]	24
Число проб	31	43	22	34	5	7	20	25	15	23

Примечание. Название групп пород см. в приложении к табл. 3.17.

Житковичская серия

Житковичская серия имеет ограниченное распространение в южной части Беларуси в районе г.п. Житковичи. Как самостоятельное стратиграфическое подразделение разнообразные слюдистые сланцы, кварциты и эффузивы, развитые в пределах Микашевичско-Житковичского выступа кристаллического фундамента, были выделены в 1963 г. А.М. Папом (1963). Первоначально они рассматривались в составе овручской серии в качестве наиболее древней ее толщи, а затем были обособлены в житковичскую свиту (Пап, 1964_1). Позже эти образования были описаны в ранге серии с подразделением на две свиты (Аксаментова, Пап, 1974), что и нашло отражение в региональной стратиграфической схеме архея и нижнего протерозоя Беларуси (Решения ..., 1983).

Житковичская серия представлена слабометаморфизованными (низкая ступень зеленосланцевой фации), в разной степени деформированными первично-осадочными и вулканогенными породами, которые сохранились среди гранитов в виде узких тектонических клиньев (рис. 3.4). Углы падения пластов колеблются от 40—45° до 70—85°.

Возрастное положение серии из-за тектонических контактов с окружающими толщами до настоящего времени остается дискуссионным. Верхняя возрастная граница определяется тем, что слагающие ее породы прорываются дайками оливиновых долеритов и жилами лейкократовых гранитов, возраст которых, по-видимому, не моложе 1740 млн лет (Пап и др., 1984). По составу пород и их последовательности серия расчленяется на две свиты: нижнюю — люденевичскую и верхнюю — кожановичскую. Непосредственный контакт их наблюдается в разрезах скважин 018 и 0228, где на толще слюдистых сланцев залегают вулканогенные породы (рис. 3.5). Плоскость контакта наклонена под углом 40—50°.

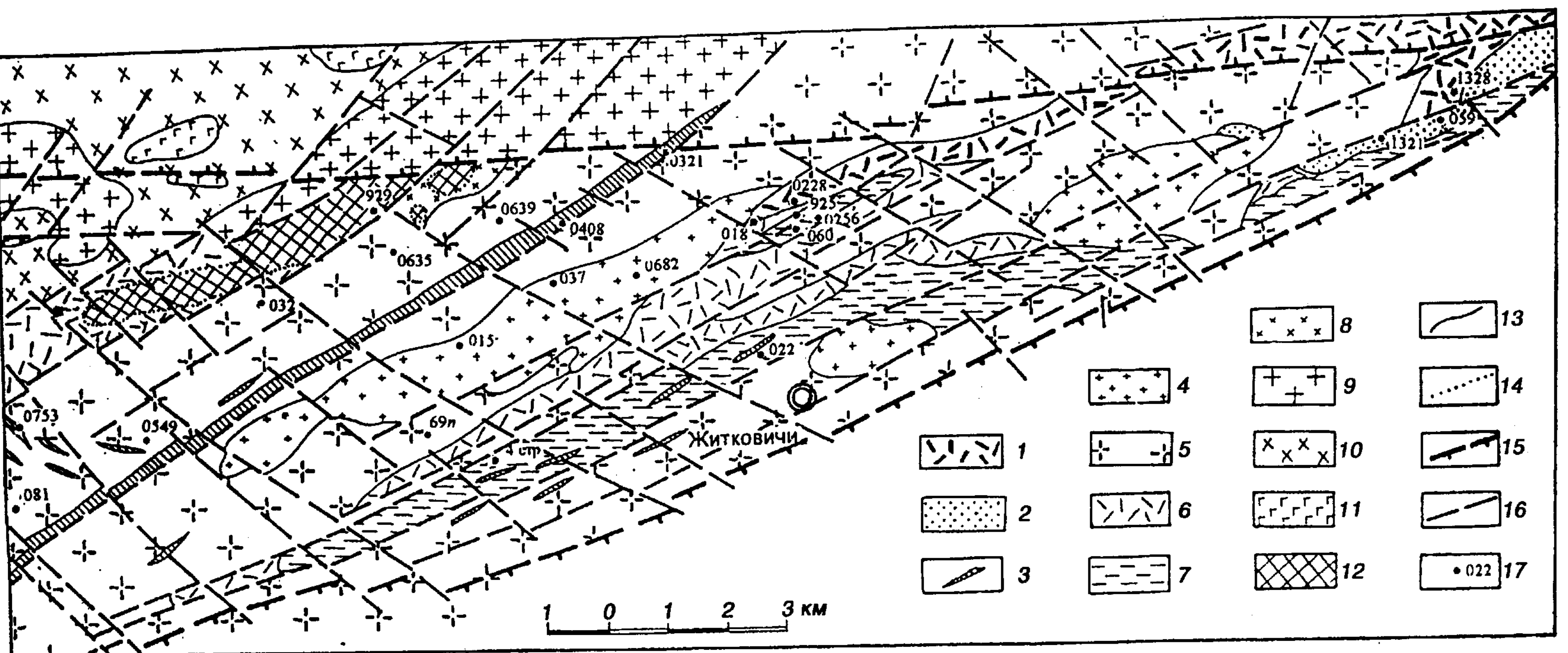


Рис. 3.4. Геологическое строение кристаллического фундамента Житковичского горста.

1 — крупнопорфировые щелочнополевошпатовые риолиты и гранит-порфиры, 2 — кварцитовидные песчаники белевской свиты, 3 — дайки оливиновых и субщелочных долеритов, 4—5 — субщелочные граниты житковичского комплекса (4 — среднезернистые II фазы, 5 — крупнозернистые I фазы), 6 — вулканиты кожановичской свиты и 7 — слюдистые сланцы люденевичской свиты житковичской серии, 8 — диорит-порфириты (субвулканические), 9—10 — гранитоиды микашевичского комплекса (9 — граниты, 10 — гранодиориты и кварцевые диориты), 11 — метабазиты волхвинского комплекса, 12 — вторичные кварциты по вулканитам кожановичской свиты (Калиновский массив), 13 — геологические границы, 14 — фациальные границы, 15 — разломы, ограничивающие Житковичский горст, 16 — прочие разломы, 17 — буровые скважины, вскрывшие кристаллический фундамент.

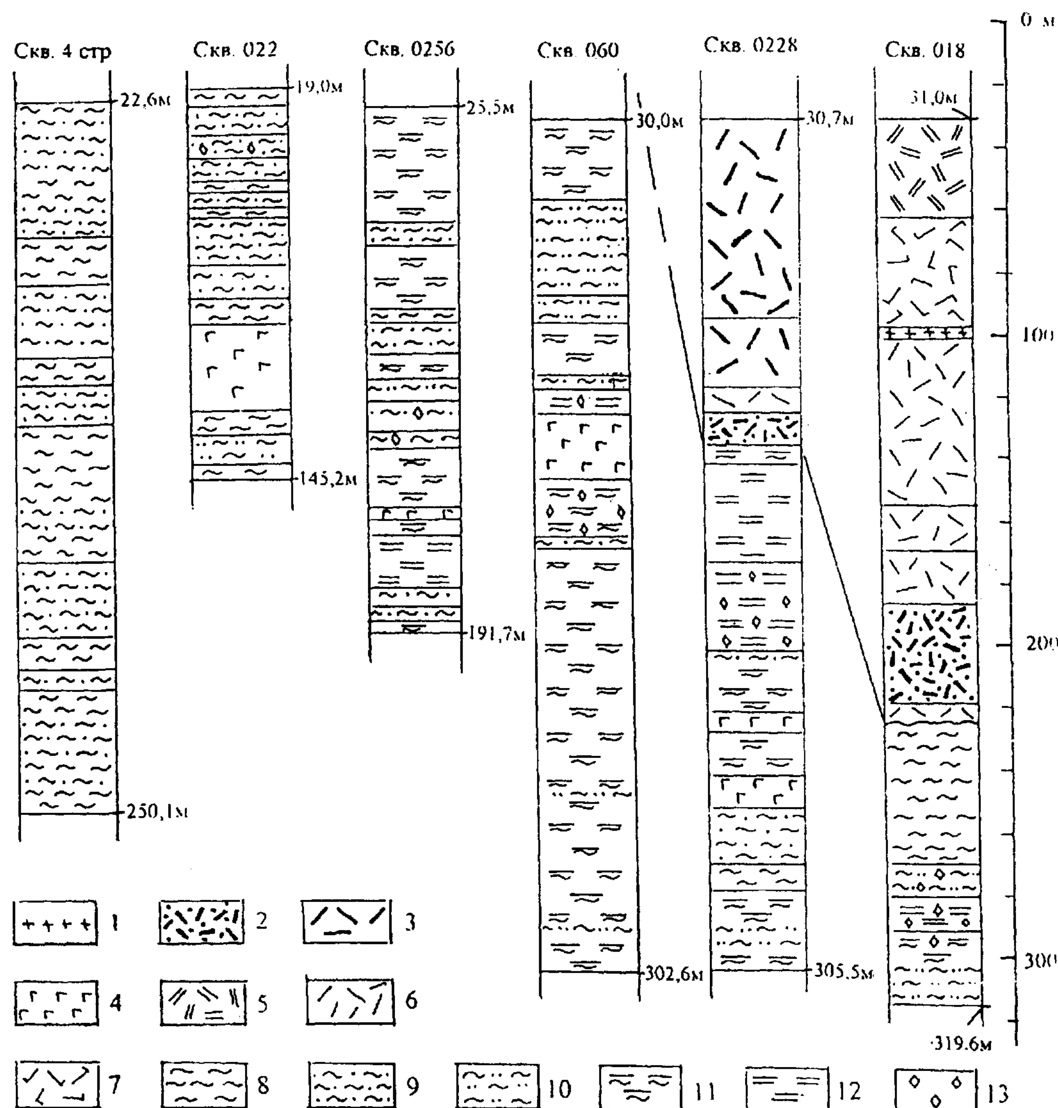


Рис. 3.5. Разрезы кожановичской и люденевичской свит житковичской серии.

1 — прожилок лейкократового гранита; 2—3 — субвулканические тела трахитов (2) и крупнопорфировых риолитов (3); 4 — рассланцованные дайки оливиновых долеритов; 5—7 — кожановичская свита: 5 — двуполевошпатовые риолиты, 6 — риодациты, 7 — трахидациты; 8—13 — люденевичская свита: 8 — кварцевые, 9 — серицит-кварцевые, 10 — кварц-серицитовые, хлорит-кварц-серицитовые, 11 — кварц-хлорит-серицитовые, 12 — серицитовые, хлорит-серицитовые и 13 — карбонатсодержащие сланцы.

Показаны видимые (по данным керна) мощности пород.

Люденевичская свита сложена довольно однообразными светло-серыми, желтовато- и зеленовато-серыми обычно полосчатыми слюдистыми и кварцевыми сланцами суммарной мощностью не менее 500 м. В зависимости от количественных соотношений главных породообразующих минералов (кварца, серицита, хлорита) среди них различаются кварцевые, серицит-кварцевые, хлорит-серицит-кварцевые, кварц-серицитовые, кварц-хлорит-серицитовые и серицитовые сланцы, иногда карбонатсодержащие. Структура пород преимущественно тонкозернистая гранобластовая или лепидогранобластовая, первичная алевропелитовая и мелко-, средне- или крупнозернистая псаммитовая, обнаруживаемая по реликтам округлых обломочных зерен кварца размером 0,1—1,0 мм, окруженных дугообразно изогнутыми скоплениями серицита. Иногда встречаются зерна гравийной размерности (2—4 мм), представленные кварцем и обломками окварцованных риолитов. Характерно присутствие хорошо окатанных зерен циркона, граната, ильменита, рутила и анатита (Кошевенко, 1979). Текстура пород тонкосланцеватая, тонкополосчатая и микрополосчатая, обусловленная частым чередованием

тонких (доли мм — первые см) слойков, в разной степени обогащенных серицитом и хлоритом.

Показательно присутствие в составе люденевичской свиты кварцевых конгломератов (Аксаментова, 1992). Они залегают среди слюдистых сланцев в виде линзовидных прослоев мощностью от 0,8—1,0 до 5—7 м. Вскрытая скважиной 925 мощность конгломератовой пачки составляет 80 м (рис. 3.6). Конгломераты окрашены в серый и светло-серый цвет и имеют кварцитовидный облик. Состоят они из хорошо окатанных галек величиной 1,5—4,0, реже 5—6 см, составляющих до 70 % объема породы. Гальки представлены средне- и мелкозернистыми кварцитами, микрокварцитами, тонкозернистыми кварц-серицитовыми сланцами, измененными риолитами, реже среднезернистыми мусковитовыми кварцитами. Заполняющее вещество состоит из грубо- и крупнозернистого песчано-гравийного материала. Цемент конгломератов преимущественно поровый, местами пленочный, по составу серицит-кварцевый с примесью карбоната. Характерно присутствие окатанных и полуокатанных зерен зонального циркона.

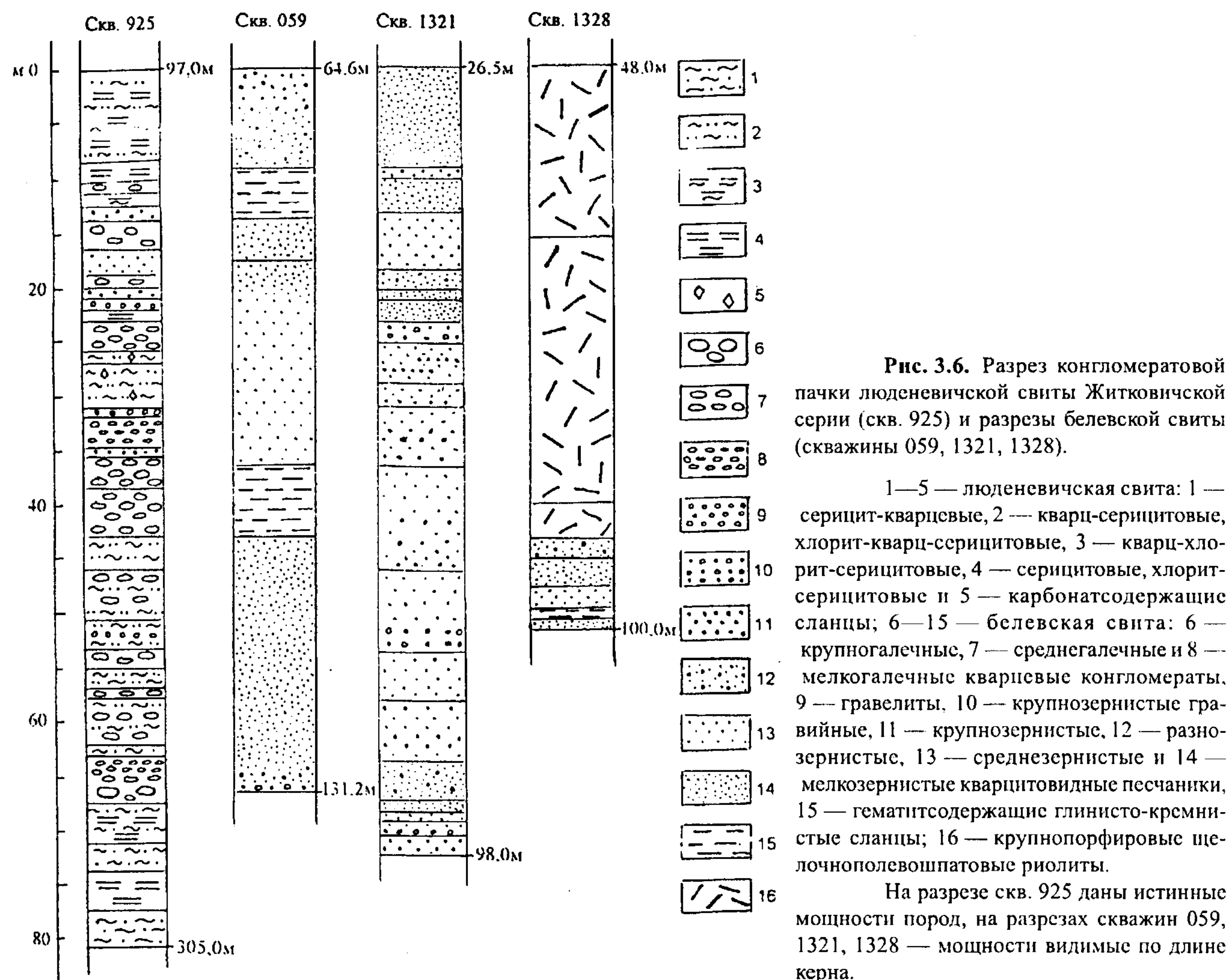


Рис. 3.6. Разрез конгломератовой пачки люденевичской свиты Житковичской серии (скв. 925) и разрезы белевской свиты (скважины 059, 1321, 1328).

1—5 — люденевичская свита: 1 — серицит-кварцевые, 2 — кварц-серицитовые, хлорит-кварц-серицитовые, 3 — кварц-хлорит-серицитовые, 4 — серицитовые, хлорит-серицитовые и 5 — карбонатсодержащие сланцы; 6—15 — белевская свита: 6 — крупногалечные, 7 — среднегалечные и 8 — мелкогалечные кварцевые конгломераты, 9 — гравелиты, 10 — крупнозернистые гравийные, 11 — крупнозернистые, 12 — разнозернистые, 13 — среднезернистые и 14 — мелкозернистые кварцитовидные песчаники, 15 — гематитсодержащие глинисто-кремнистые сланцы; 16 — крупнопорфировые щелочнополевошпатовые риолиты.

На разрезе скв. 925 даны истинные мощности пород, на разрезах скважин 059, 1321, 1328 — мощности видимые по длине керна.

По химическому составу сланцы люденевичской свиты представляют собой почти непрерывный ряд пород с содержанием кремнезема от 54 до 97 % (табл. 3.19). При этом устанавливаются примерно следующие градации: серицитовые и хлорит-серицитовые сланцы — 54—60 % SiO_2, кварц-хлорит-серицитовые — 60—68, кварц-серицитовые — 68—76, серицит-кварцевые — 76—85, кварцевые серицитсодержащие — 85—97 % SiO_2. Общей особенностью состава слюдистых сланцев является преобладание закисного железа над окисным и низкое содержание Na_2O, обычно не превышающее 1 % и резко уступающее содержанию K_2O, а также обедненность кальцием (менее 1 % CaO), количество которого возрастает до 2,5 % лишь в карбонатсодержащих разностях. По мере увеличения кремнекислотности пород в них наблюдается снижение содержаний микроэлементов.

Таблица 3.19

Содержание петрогенных окислов (мас. %) и микроэлементов (г/т) в главных разновидностях пород житковичской серии

Компоненты	Люденевичская свита				Кожановичская свита			
	1	2	3	4	5	6	7	8
1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO_2	57,86	64,94	79,46	94,09	61,30	66,60	70,90	74,00
TiO_2	0,72	0,64	0,24	0,07	0,55	0,47	0,44	0,24
Al_2O_3	19,19	16,11	10,68	2,99	16,70	15,20	14,40	13,30
Fe_2O_3	2,54	2,20	1,29	0,48	2,67	2,84	1,70	1,22
FeO	3,54	3,15	0,58	0,45	2,12	1,16	1,24	0,67
MnO	0,07	0,05	0,02	0,01	0,08	0,04	0,08	0,05
MgO	2,89	2,69	0,98	0,29	2,16	1,26	0,78	0,49
CaO	1,00	1,01	0,63	0,35	3,41	2,49	1,10	0,62
Na_2O	0,77	0,83	0,24	0,11	4,24	3,76	3,45	3,48
K_2O	5,99	4,56	3,99	0,70	3,45	3,98	4,30	4,83
P_2O_5	0,23	0,18	0,04	0,04	0,20	0,14		
SO_3	0,02	0,02	0,03	0,03	0,13	0,11	0,11	0,05
П. п. п.	4,34	3,74	1,77	0,49	2,58	1,56	1,29	1,03
Сумма	99,16	100,12	99,95	100,1	99,59	99,61	99,79	99,98
Число проб	12	21	10	11	12	10	13	25
V	80	65	30	8,5	60		40	25
Cr	90	65	20	8,3	8		9	6
Ni	40	37	13	6,8	9		8	5
Co	18	16	5,3	1,0	10		6	3
Cu	53	44	23	28	20		25	10
Pb	26	20	18	5,8	30		30	15
Zn	100	100	40	30	70		70	45
Mo	3,7	1,4	0,8	1,0	1,0		1,0	0,9
Sn	5,2	4,2	2,3	1,0	3,2		3,2	2,6
Sr	120	120	95	100	540		400	300
Ba	800	950	780	100	1800		2400	1300
Be	5,3	2,9	2,2	1,4	2,8		3,5	2,6
Zr	170	160	150	70	270		240	180
Nb	16	14	11	5,4	17		20	18
Y	27	26	15	4,5	30		25	20
Yb	2,6	2,5	1,6	0,6	3,5		3,0	2,5
La	50	45	35	20	70		60	30
Число проб	15	45	26	26	27		26	32

Примечание. Группы пород: 1 — серицитовые и хлорит-серицитовые сланцы, 2 — кварц-хлорит-серицитовые сланцы, 3 — серицит-кварцевые сланцы, 4 — кварцевые сланцы, 5 — трахиандезитодациты, 6 — дациты и трахидациты, 7 — риодациты, 8 — риолиты.

Структурно-текстурные особенности, минеральный и химический состав пород люденевичской свиты свидетельствуют о том, что она образовалась преимущественно за счет первично-кварцевых, аркозовых и гидрослюдистых отложений, представляющих собой продукты размыва и переотложения зрелых кор выветривания гранитоидных пород (Аксаментова, 1977). На длительное континентальное выветривание указывает практически полное отсутствие в них полевых шпатов и других неустойчивых при выветривании минералов, а хорошая окатанность обломочного материала свидетельствует о его длительной транспортировке и, возможно,

неоднократном переотложении. Частое переслаивание конгломератов с первично-псаммитовыми и глинистыми осадками, гравийно-песчано-глинистый состав заполняющего вещества, хорошая окатанность обломочного материала позволяют относить эти отложения к накоплениям типа подвижных галечников, сформировавшихся в зоне прибоя за счет перемыва крупного речного аллювия (Справочное ..., 1958). Присутствие в серицит-кварцевых сланцах обломочных зерен циркона с изотопным возрастом 2750—2600 млн лет (кинетический Pb-Pb метод, определения Л.В. Сумина) позволяет говорить о том, что к моменту накопления люденевичской свиты на поверхность были выведены породы архейского возраста, которые и подвергались интенсивному химическому выветриванию и размыву.

Кожановичская свита объединяет породы вулканогенного происхождения, представленные, по-видимому, реликтами лавовых потоков и небольшими экструзивными телами. С вулканитами пространственно и, возможно, генетически тесно связаны субвулканические образования, слагающие небольшие массивы. Вулканогенные породы перекрывают сланцы люденевичской свиты (см. рис. 3.5) и прорываются дайками долеритов и тонкими прожилками лейкократовых гранитов и трахиандезитобазальтов. Контакты вулканитов с другими породами тектонические, что затрудняет точное определение их стратиграфического положения.

Вулканиты представлены широкой гаммой пород преимущественно умеренно кислого и кислого состава от дацитов и трахидацитов до риолитов и трахириолитов. В подчиненном количестве присутствуют трахиандезитодациты (кварцевые латиты), очень редко встречаются андезиты. Породы относительно слабо изменены, и поэтому в них хорошо сохранились первичные структуры. Наиболее интенсивные изменения наблюдаются вдоль разломов, где породы рассланцованы и превращены в порфироиды, а также в зонах проявления гидротермально-метасоматических процессов, где по измененным вулканитам образованы вторичные кварциты. Выделяемые разновидности вулканитов различаются по окраске, составу и количественному содержанию вкрапленников и основной массы, структурным и текстурным особенностям.

Дациты, трахидациты и трахиандезитодациты представлены лишь рассланцованными разностями, превращенными в порфиритоиды. Породы имеют зеленовато-серую и буровато-серую окраску. Вкрапленники в них составляют от 5—15 до 50 % объема породы и представлены зернами плагиоклаза неправильной и таблитчатой формы размером до 8—10 мм, а в трахидацитах, кроме того, калиево-натриевым полевым шпатом и кварцем. Часто встречаются сростки из 3—5 кристаллов плагиоклаза. Основная масса имеет полевошпатовый или кварц-полевошпатовый (в дацитах) состав и содержит обильную примесь серицита, хлорита, эпидота, биотита. Структура пород чаще всего бластопорфировая или порфирокластическая, текстура сланцеватая, линзовидно-полосчатая, обусловленная интенсивным рассланцеванием. Фациальная принадлежность этих пород недостаточно ясна. Не исключено, что разности, насыщенные вкрапленниками плагиоклаза и содержащие их сростки, являются рассланцованными первично-полнокристаллическими субвулканическими породами типа диорит-порфиритов.

Трахириодациты — это светлые розовато- и буровато-серые, иногда вишнево-серые породы, обычно афировые, содержащие лишь единичные вкрапленники кислого плагиоклаза таблитчатой и удлиненно-таблитчатой формы. Размеры их колеблются от 0,2 до 1,5 мм, редко достигая 2—5 мм. Характерны их гломеропорфировые сростки. Основная масса образована мельчайшими (0,01—0,05 мм) зернами кварца и субпараллельно ориентированными микролитами полевого шпата, среди которых рассеяны пылеватые зерна рудного минерала и мелкие чешуйки хлорита и биотита. Структура основной массы реликтовая микротрахитовая. Породы слабо рассланцованы.

Риодациты, риолиты и трахириолиты также имеют светлую, розовато- и желтовато-серую окраску и четкую порфировую структуру. Вкрапленники, составляющие не более 5—10 % объема пород, представлены таблитчатыми кристаллами кислого плагиоклаза и калиевого полевого шпата размером 0,5—6,0 мм, а в риолитах и трахириолитах, кроме того, кварцем. Последний образует округлые или овальные зерна величиной 0,5—3,0, редко до 5 мм, обычно оплавленные и содержащие заливообразные включения основной массы. Основная масса состоит из кварца и полевого шпата с примесью пылеватых зерен магнетита и сфена. Структура основной массы тонкозернистая, реликтовая фельзитовая, обычно преобразованная в микроаллотриоморфнозернистую; текстура массивная, иногда флюидальная. Породы слабо рассланцованы. Вдоль плоскостей сланцеватости в них развит мелкочешуйчатый серицит, редко хлорит.

Андезиты имеют локальное распространение (вскрыты всего двумя скважинами — 058 и 0255). Макроскопически это серовато-зеленые породы, имеющие порфировую структуру. Вкрапленники представлены широкотаблитчатыми, частично резорбированными кристаллами альбитизированного плагиоклаза размером 1—7 мм, обычно образующими гломеропорфировые сростки, и единичными мелкими (до 1 мм) оплавленными зернами кварца. Структура основной массы реликтовая микролитовая, образованная беспорядочно ориентированными лейстами плагиоклаза, промежутки между которыми заполнены тонкочешуйчатым хлоритом.

10. Зак. 5046

Субвулканические породы, ассоциирующие с вулканитами, представлены диорит-порфиритами и гранодиорит-порфирами. Диорит-порфириты в зависимости от структурных особенностей подразделяются на афировые и порфировые. Первые сложены короткопризматическими кристаллами плагиоклаза и измененного амфибола размером до 2 мм, в угловатых промежутках между которыми присутствуют ксеноморфные зерна кварца, мелкочешуйчатый хлорит и биотит. Структура этих пород реликтовая призматически-зернистая. Вторые состоят (на 20—30 %) из таблитчатых кристаллов плагиоклаза величиной 1—8 мм и тонкозернистой эпидот-кварц-серицит-хлоритовой основной массы, в которой рассеяны мелкие субизометричные и лейстовидные зерна плагиоклаза. Гранодиорит-порфиры также имеют порфировую структуру. В отличие от диорит-порфиритов в них наряду с плагиоклазом присутствуют вкрапленники калиево-натриевого полевого шпата и кварца, а основная масса имеет кварц-полевошпатовый состав. Структура ее реликтовая фельзитовая, переходная к микроаллотриоморфнозернистой. Текстура субвулканических пород массивная.

По химическому составу (см. табл. 3.19) породы кожановичской свиты занимают промежуточное положение между известково-щелочной и субщелочной сериями пород калиево-натриевого ряда. Характерной геохимической особенностью пород является обогащенность их барием, концентрация которого в риодацитах составляет в среднем 0,24 %. Все породы обеднены V, Cr, Ni, Cu. По мере возрастания кремнекислотности пород в них заметно увеличивается щелочность (за счет калия) и резко снижается содержание магния и кальция, а также Zr, Sn, Mo, РЗЭ.

Вулканиты кожановичской свиты по своим петрогеохимическим особенностям близки к породам латит-риолитовых серий, характерных для позднеорогенных этапов развития складчатых областей и активизированных зон фанерозоя. По аналогии с этими сериями можно предположить, что накопление вулканитов происходило в континентальной обстановке. Подтверждением этому служит присутствие в основании свиты мелководных континентальных конгломерат-песчаниковых отложений (люденевичская свита), а также характерный тип гидротермально-метасоматического изменения пород, связанный с приповерхностным кислотным выщелачиванием прижерловых экструзивных и субвулканических пород с образованием вторичных кварцитов. В северо-западной части Житковичского горста они слагают массив площадью 2,7 км^2, вытянутый вдоль Калиновского разлома и имеющий зональное строение. В центральной части массива вскрываются (скв. 929) топазсодержащие кианитовые кварциты, содержащие обильную вкрапленность пирита (Аксаментова, 1994).

Белевская свита

Белевская свита выделена в результате геолого-поисковых работ (Черняховский и др., 1972) в районе д. Белев в 12 км к северо-востоку от г.п. Житковичи, где образует узкую (до 0,5 км) полосу, протягивающуюся в северо-восточном направлении на расстояние около 5 км. Свита сложена кварцитовидными песчаниками с редкими прослоями гематитсодержащих глинисто-кремнистых сланцев. Залегает она на слюдистых сланцах и вулканитах житковичской серии и перекрывается (или прорывается) крупнопорфировыми щелочнополевошпатовыми риолитами, превращенными в порфироиды. Непосредственный контакт этих пород наблюдается в разрезе скв. 1328. Поверхность контакта наклонена под углом 45 ° к поверхности. Породы белевской свиты рассланцованы и смяты в складки. Углы падения пород обычно не превышают 45—60 °. Наиболее представительные фрагменты разреза свиты вскрыты скважинами 059, 1321 и 1328 (см. рис. 3.6).

Кварцитовидные песчаники — это плотные породы темного красновато-бурого, серовато-вишневого или сиренево-серого цвета с четко выраженной слоистой текстурой и хорошо сохранившейся обломочной (псаммитовой) структурой, обнаруживаемой благодаря наличию тонких гематитовых пленок на поверхности обломков. Характерно разнообразие форм обломочных зерен: от идеальной окатанной эллипсовидной или круглой до полуокатанной и угловатой. Размер обломков колеблется от 0,1—0,2 мм в мелкозернистых песчаниках до 0,2—1,0 мм в средне- и крупнозернистых. Преобладают породы с разнозернистым составом обломочного материала. Обычно присутствуют гравийные зерна величиной до 1,5—3,0 мм. Более 95 % обломков представлено монокристаллическим волнисто-угасающим, нередко голубоватым кварцем, иногда содержащим многочисленные включения игольчатых кристаллов рутила. Обломки кварца обычно превращены в мелкозернистый гранобластовый кварцевый агрегат, либо, напротив, укрупнены в результате регенерации. Помимо кварца встречаются редкие обломки окварцованных риолитов и окатанные или полуокатанные зерна двух типов циркона, зерна магнетита, рутила, реже граната, амфибола, пирита и монацита (Кошевенко, 1979), концентрирующиеся часто в пределах тончайших (0,2—1,0 мм) слойков.

Цемент песчаников пóровый, иногда базальный, регенерационный, первично, по-видимому, железисто- или глинисто-кремнистый, превращенный в микрогранобластовый агрегат кварца с обильной примесью пылеватых зерен гематита и редкими чешуйками серицита. Постоянно в цементе (до 50 % его объема) присутствует андалузит и кианит, что необычно для таких практически неметаморфизованных пород, какими являют-

ся кварцитовидные песчаники, подвергшиеся, в основном, лишь перекристаллизации с образованием в ряде участков сливных кварцитов с типичной гранобластовой зубчатой структурой.

По химическому составу кварцитовидные песчаники — это существенно кремнеземистые породы, в которых содержание SiO_2 составляет 88—94 %, Al_2O_3 — 1—5, суммарного железа — 1—5%; остальные окислы в сумме не превышают 1,4—1,6 %. Геохимической особенностью песчаников является повышенное, по сравнению со средним составом песчаников (Turekian, Vedepohl, 1961), а также кварцевых сланцев люденевичской свиты, содержание (в г/т) Co (10), Cu (40), Pb (30), Sn (3,7), Zr (300), Y (50), Yb (4,5), La (65), связанное, очевидно, с обогащенностью пород такими обломочными минералами как циркон, монацит, сульфиды.

Глинисто-кремнистые сланцы слагают тонкие (от 1—5 мм до 4 см, редко до 2—3 м) прослои среди кварцитовидных песчаников. Сланцы имеют темную буровато-серую и серовато-вишневую окраску и тонкослоистую реликтовую текстуру. Как и песчаники, они перекристаллизованы и сложены тонкозернистым, а в мощных прослоях крупнозернистым гранобластовым агрегатом кварца, переполненного включениями пластинчатых кристаллов гематита размером до 0,2 мм и мельчайших зерен рутила. Кристаллы гематита субпараллельно ориентированы, что отражает первичную тонкую слоистость пород. К прослоям, обогащенным гематитом, приурочены линзовидно-вытянутые зерна андалузита, почти полностью замещенные глинистым веществом, и короткопризматические кристаллы кианита.

Хорошо сохранившиеся структуры пород белёвской свиты однозначно свидетельствуют об их терригенной природе. По существенно кремнистому составу, бимодальным структурам и высокой зрелости обломочного материала, претерпевшего, по-видимому, неоднократное переотложение (Кошевенко, 1979), они могут быть классифицированы как кварцевые арениты (по Петтиджону и др., 1976) — типичные отложения мелководных шельфов стабильных кратонных областей. Источник питания таких отложений располагается обычно также во внутренних частях кратонов.

Стратиграфическое положение белёвской свиты оценивается по-разному. По мнению авторов, выделивших эту свиту (Черняховский и др., 1972), она является возрастным аналогом толкачевской свиты овручской серии верхнего протерозоя. А.М. Пап (1988) считает, что толща кварцитовидных песчаников не представляет собой самостоятельного стратиграфического подразделения, а является составной частью нижнепротерозойской житковичской серии. Этот вывод основан на наличии в кварцитовидных песчаниках кианита и андалузита, рассматриваемых как свидетельство регионального метаморфизма пород в условиях ставролит-кианитовой* субфации амфиболитовой фации, и соответственно, их более древнего возраста, по сравнению с толкачевской свитой. Как та, так и другая точка зрения базируются на результатах изучения единственной скважины (059), вскрывавшей в то время кварцитовидные песчаники. Проведенные в последующие годы Южной геолого-поисковой партией (гл. геолог М.Г. Левый) буровые работы показали, во-первых, более широкое распространение этих пород, а, во-вторых, их залегание между образованиями житковичской серии и щелочнополевошпатовыми риолитами, комагматичными гранит-порфирам завершающей фазы житковичского интрузивного комплекса (Аксаментова, 1978). Это подтверждает правомерность выделения белевской свиты как самостоятельного стратиграфического подразделения. По возрасту она, очевидно, моложе житковичской, но древнее овручской серии. Что касается широкого распространения в породах белевской свиты (как и житковичской серии) андалузита и кианита, то появление этих минералов может быть связано как с последующим рассланцеванием пород (Черняховский и др., 1972), так и с контактово-метаморфическими их изменениями под влиянием гранитной интрузии (Аксаментова, 1994).

---

* Ставролит (и клиноцоизит) в кварцитовидных песчаниках отсутствует. Очевидно, за эти минералы ошибочно принимался бледно-зеленый андалузит и изредка встречающийся высокодвупреломляющий зеленовато-желтый виридин.

Глава 4

СТРАТИГРАФИЯ И ЛИТОЛОГИЯ ВЕРХНЕГО ПРОТЕРОЗОЯ

Между кристаллическим фундаментом и палеозойскими отложениями платформенного чехла на большей части территории Беларуси и смежных районов залегает ряд литологически разных, преимущественно терригенных толщ. Они вскрывались скважинами еще в конце XIX — начале XX века, но из-за отсутствия в них палеонтологических остатков относились к среднему девону.

После окончания Великой Отечественной войны развернулись геологические исследования на Восточно-Европейской платформе, в том числе и на территории Беларуси. К концу 50-х годов здесь было пробурено значительное количество глубоких скважин, часть из которых полностью прошла эти толщи и вскрыла кристаллический фундамент. Анализ полученных материалов показал, что отнесение к девону залегающих на фундаменте терригенных, вулканогенных и вулканогенно-осадочных толщ ошибочно, так как в западных районах платформы аналогичные или литологически сходные толщи залегают под фаунистически охарактеризованными отложениями силура, ордовика и нижнего кембрия.

Первые соображения об их более древнем (докембрийском, раннепалеозойском, позднепротерозойском) возрасте были высказаны в начале 50-х годов. Н.С. Шатский (1952) сопоставил их с рифейскими толщами западного склона Южного Урала и отнес к верхнему протерозою, Б.С. Соколов (1952, 1953 и др.) выделял в качестве докембрийского подразделения палеозоя — венда (вендского комплекса), которому позже придал ранг допалеозойской системы. А.С. Махнач (1951, 1954, 1956, 1957, 1958 и др.) сопоставлял их с эокембрием Скандинавии и рассматривал в составе нижнего палеозоя и т.д. В настоящее время все эти отложения общепринято относить к верхнему протерозою.

Основы современных представлений о возрасте, принципах стратиграфического расчленения и литологическом составе верхнепротерозойских толщ западных и центральных районов Восточно-Европейской платформы сложились, в основном, благодаря исследованиям и публикациям 50—60-х годов Н.С. Шатского, Б.С. Соколова, А.С. Махнача, Е.П. Брунс, Б.М. Келлера, А.В. Копелиовича, П.Л. Шульги, О.В. Крашенинниковой и др. Изучением этих отложений Беларуси, западных и центральных районов Восточно-Европейской платформы занимались также Е.М. Аксенов, Е.А. Асеева, В.Я. Бессонова, П.Д. Букатчук, Н.В. Веретенников, Б.И. Власов, Б.Я. Воловник, А.И. Гейслер, З.А. Журавлева, А.И. Золотарева, В.В. Кирсанов, А.А. Клевцова, И.А. Кожемякина, Ф.В. Лунгерсгаузен, Л.И. Нарожных, Т.И. Осыко, И.Е. Постникова, Л.В. Пискун, Л.Ф. Солонцов, Н.М. Чумаков, В.И. Шкуратов, З.Г. Ушакова и др.

В утвержденной МСК СССР в 1991 г. Общей стратиграфической шкале докембрия СССР верхний протерозой выделяется в ранге эонотемы. Принято четырехчленное деление верхнего протерозоя. Три нижних подразделения в ранге эратем образуют рифей: нижний (бурзяний) с нижней возрастной границей 1650±50 млн лет, средний (юрматиний) — соответственно 1350±50 млн лет, верхний (каратавий) — 1000±50 млн лет (табл. 4.1). Четвертое подразделение — венд (650±20 — 570±20 млн лет) выделяется в ранге докембрийской (допалеозойской) системы и разделен на нижний и верхний венд с геохронологической границей между ними 620±15 млн лет (Семихатов, Щуркин, Аксенов и др., 1991).

В Беларуси выделены отложения всех общих (надрегиональных) подразделений стратиграфической шкалы верхнего протерозоя. На основе большого фактического материала, полученного в результате глубокого картировочного, опорного и поискового бурения, разработано их стратиграфическое расчленение с подразделениями ранга комплексов, серий и свит, установлены распространение, условия залегания, стратиграфическое взаимоотношение, изучены вещественный состав и условия формирования, выполнено структурно-фациальное районирование (рис. 4.1).

Результаты многолетних исследований верхнего протерозоя Беларуси приведены в монографиях: А.С. Махнача и Н.В. Веретенникова "Вулканогенная формация верхнего протерозоя (венда) Белоруссии" (1970) и "Рифей и венд Белоруссии" (1976), А.С. Махнача, В.И. Шкуратова, Н.В. Веретенникова "Верхний протерозой Припятской впадины" (1980), других работах (Геология СССР. Т. III. Белорусская ССР, 1971; Материалы ..., 1981; Махнач и др., 1986 и др.), а также в ряде научных статей

Таблица 4.1

Стратиграфическая схема рифея Беларуси

Общая стратиграфическая шкала СССР (Уфа, 1990): Акротема	Зонотема	Эратема (возрастные рубежи, млн лет)	Региональные и местные стратиграфические подразделения Беларуси (по структурно-фациальным районам) и смежных территорий: Комплекс	Серия	Горизонт	Свита: Беларусь, северо-восточный	Беларусь, южный	Украина	Польша	Северо-Запад России
Протерозой	Верхний (рифей)	650±20 Верхний рифей (каратавий) R_3	верхнерифейский		лапичский	лапичская				
		1050±50 Средний рифей (юрматиний) R_2	верхне(?)-среднерифейский	белорусская		оршанская				крестцовский комплекс
						пинская	пинская	полесская серия		
		1350±50 Нижний рифей (бурзяний) R_1	нижнерифейский	шеровичская		рутавечская	бортниковская			
						гатынская		овручская серия: толкачевская свита	иотник	
				бобруйская			мышковичская	овручская серия: збраньковская свита		
		1650±50					лучковская			

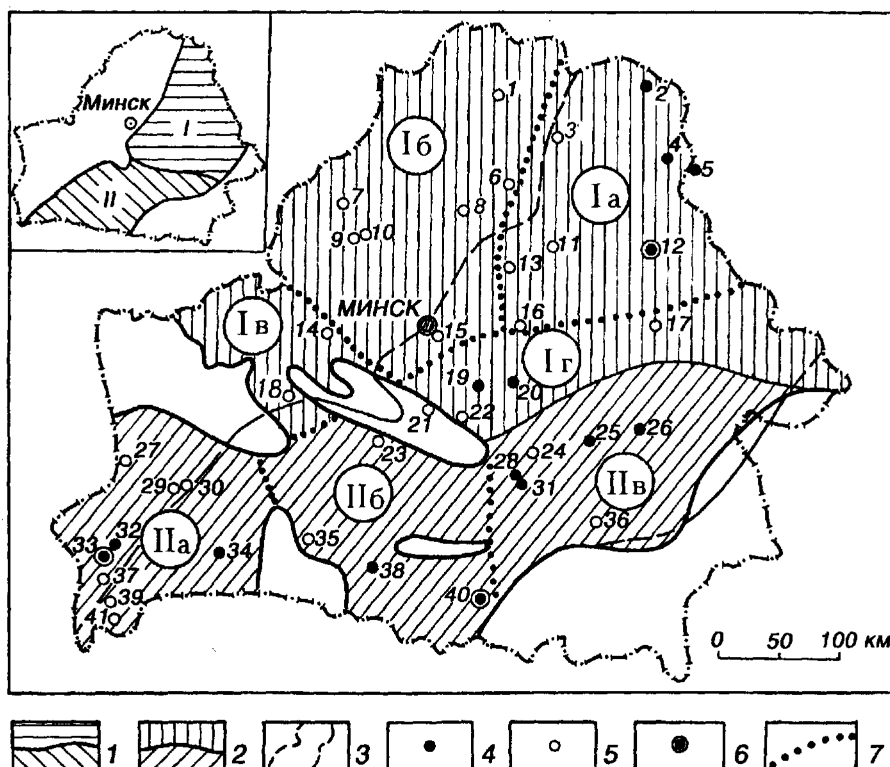


Рис. 4.1. Структурно-фациальное районирование территории Беларуси в позднем протерозое.

1—3 — структурно-фациальное районирование: 1 — в рифее (на врезке): I — северо-восточный район, II — южный район; 2 — в венде: северный район: Ia — первый подрайон, Iб — второй подрайон, Iв — третий подрайон, Iг — четвертый подрайон: II — юго-западный район: IIa — первый подрайон, IIб — второй подрайон, IIв — третий подрайон; 3 — контуры отложений рифея (штриховой линией под образованиями венда); 4—6 — буровые скважины, вскрывшие разрезы подразделений верхнего протерозоя, принятые в качестве: 4 — стратотипов, 5 — типовых разрезов, 6 — опорных разрезов; 7 — границы литолого-фациальных зон.

Географическая привязка и номера разрезов: 1 — Полоцк 2; 2 — Орша 4 (д. Межа), 3 — Орша 3 (г.п. Шумилино); 4 — Богушевск 2 (г.п. Лиозно); 5 — Рудня 1; 6 — Лепель 1 (санаторий Боровка); 7 — Нарочь 101 (д. Теляки); 8 — Бегомль 5; 9 — Вилейско-Свислочская 059 (д. Бородино); 10 — Любань; 11 — Толочин 29 (д. Прошика); 12 — Орша 2 оп (д. Барздовка); 13 — Борисов 22 (д. Погодица); 14 — Столбцы 63 (д. Рудня Налибокская); 15 — Минск ВСК; 16 — Червень 3 (д. Боровино); 17 — Вильчицы 1; 18 — Лида 468 (д. Поречье); 19 — Блонь 1Р; 20 — Осиповичи 14Р (д. Лапичи); 21 — Слуцк 5 (д. Буда Гресская); 22 — Осиповичи 10 (д. Мышевичи); 23 — Барановичи 19 (д. Огородники); 24 — Осиповичи 6 (д. Вильча); 25 — Большие Бортники 2; 26 — Рогачев 1; 27 — Волковыск 32 (д. Якушовка); 28 — Лучки 42; 29 — Волковыск 2 (д. Трухоновичи); 30 — Волковыск 57 (д. Байки); 31 — Глуск 1Р; 32 — Брест 12К (д. Ратайчицы); 33 — Кустинская опорная; 34 — Брест 6К (д. Гирск); 35 — Пинск 30 (д. Лыща); 36 — Сосновская 32; 37 — Скверики 1С; 38 — Пинск 26 (г. Лунинец); 39 — Брест 17К (д. Страдечь); 40 — Туровская 2 оп; 41 — Брест 19К.

и отчетов, которые и явились основой для написания данного раздела.

Верхнепротерозойские отложения занимают около 85 % территории Беларуси, слагая значительную, нередко большую часть ее платформенного чехла. Их мощность достигает 1000—1300 м, а в сводном разрезе составляет 2700—3000 м. Практически с начала изучения до настоящего времени верхний протерозой Беларуси однозначно и уверенно разделяется на рифей и венд. Для каждого из них разработана региональная стратиграфическая схема: рабочая — для рифея и унифицированная — для венда (Решения ..., 1983).

РИФЕЙ

Рифейские отложения распространены на большей части территории Беларуси в виде широкой (170—300 км) полосы, пересекающей ее с юго-запада на северо-восток. В основном, они приурочены к Волыно-Оршанскому палеопрогибу (авлакогену). В составе рифея Беларуси с разной степенью обоснованности выделяются отложения нижнего, среднего, среднего-верхнего (?) и верхнего рифея (Решения ..., 1983) (рис. 4.2, 4.3, 4.4.).

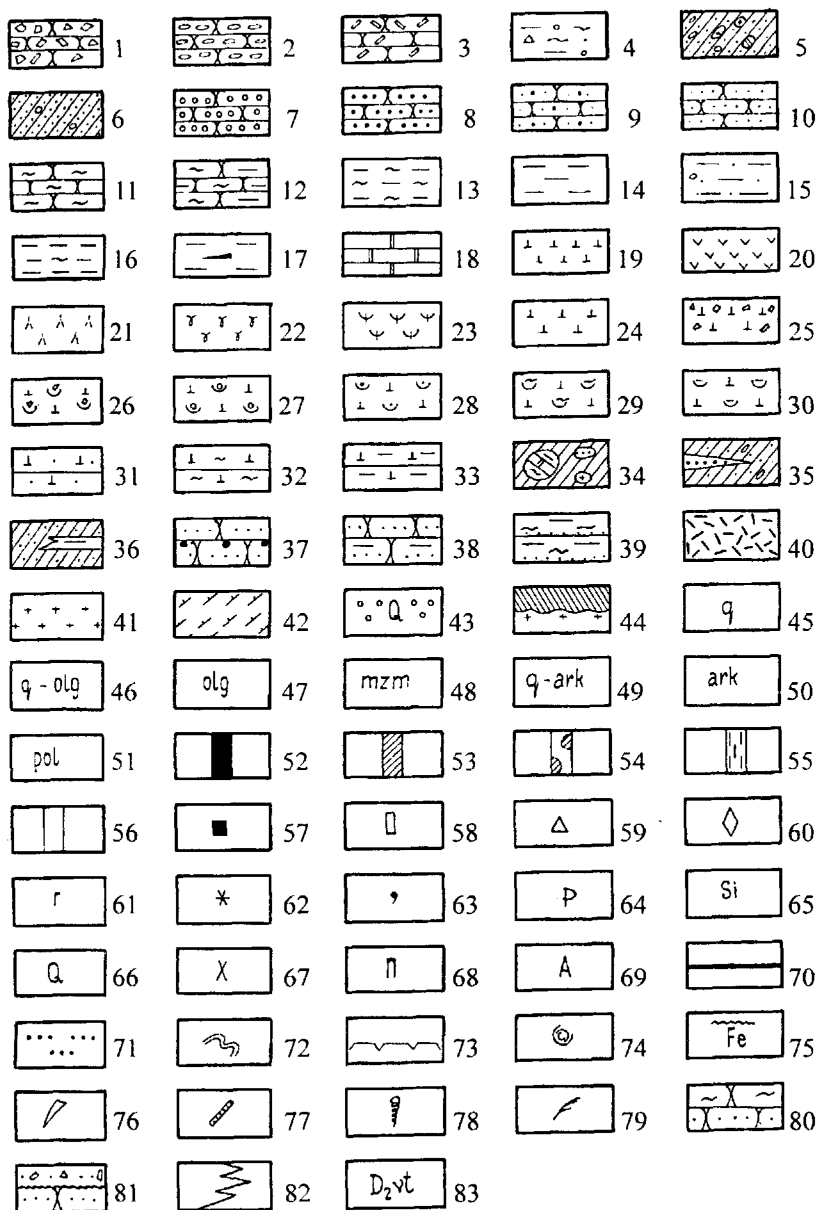


Рис. 4.2. Условные обозначения к рисункам главы 4.

Типы пород: 1 — брекчии, 2 — конгломераты, 3 — сингенетичные брекчии и конгломераты из обломков слаболитифицированных глин, 4 — несортированные песчано-глинистые породы элювиально-делювиального генезиса с обломками пород, 5 — тиллиты, 6 — тиллиты песчаные, 7 — гравелиты, 8 — песчаники крупнозернистые, 9 — то же разнозернистые, 10 — то же средне- и мелкозернистые, 11 — алевролиты, 12 — алевролиты глинистые, 13 — глинисто-алевритовые породы в тонком переслаивании, 14 — глины, 15 — глины песчаные с мегакластами, 16 — глины алевритовые, 17 — глины, обогащенные органическим веществом, 18 — доломиты, 19 — эффузивные породы основного состава (базальты, долериты, базальтовые порфириты), 20 — то же среднего состава (андезито-дациты), 21 — то же кислого состава (липариты), 22 — то же смешанного состава, 23 — то же щелочно-ультраосновного состава (пикриты, мелалейтициты и др.), 24 — базальты, 25 — туфобрекчии базальтов, 26 — туфы основного состава агломератовые, 27 — то же псефитовые, 28 — то же псаммитовые, 29 — то же алевритовые, 30 — то же пелитовые (пепловые), 31 — туфопесчаники, 32 — туфоалевролиты, 33 — туфопелиты. Взаимоотношения разных типов пород (элементы литологической детализации разреза): 34 — отторженцы и обломки доломитов, песчаников и гранитоидных пород в тиллитах, 35 — линзы песчаных пород в тиллитах, 36 — линзы и прослои глин в тиллитах, 37 — прослои разнозернистых песчаников в среднезернистых, 38 — прослои глин в песчаниках, 39 — тонкое переслаивание песчано-глинистых алевритовых пород. Кристаллические породы и коры выветривания на них: 40 — кварцевые порфиры; 41 — гранитоиды, 42 — гнейсы и сланцы, 43 — кварциты, 44 — коры выветривания на кристаллических породах. Состав терригенных пород: 45 — кварцевый, 46 — кварц-олигомиктовый, 47 — олигомиктовый, 48 — мезомиктовый, 49 — кварц-аркозовый, 50 — аркозовый, 51 — полимиктовый. Окраска пород: 52 — темно-серая и черная (для базальтов), 53 — красноцветная, 54 — полосчато-пятнистая, 55 — пестроцветная, 56 — сероцветная. Аутигенные минералы и вторичные процессы: 57 — пирит, 58 — сидерит, 59 — доломит, 60 — кальцит, 61 — гипс, 62 — каолинит, 63 — глауконит, 64 — фосфаты, 65 — окварцевание, конкреции кремней. Минеральное выполнение миндалин в базальтах: 66 — кварц, 67 — хлорит, 68 — палагонит, 69 — анальцим. Другие показатели условий осадконакопления: 70 — тонкие прослои пепловых туфов, 71 — содержание рудных минералов (естественный шлих), 72 — текстуры подводного оползания неуплотненных осадков, 73 — трещины усыхания, 74 — комковатая текстура пород, 75 — гипергенное ожелезнение (обохривание), 76 — платисоленилы, 77 — сабеллидитиды, 78 — ходы червей и других илороющих организмов, 79 — водоросли. Прочие обозначения: 80 — согласное стратиграфическое залегание, 81 — перерывы в осадконакоплении и местные размывы, 82 — фациальное замещение, 83 — индекс подстилающих или перекрывающих образований.

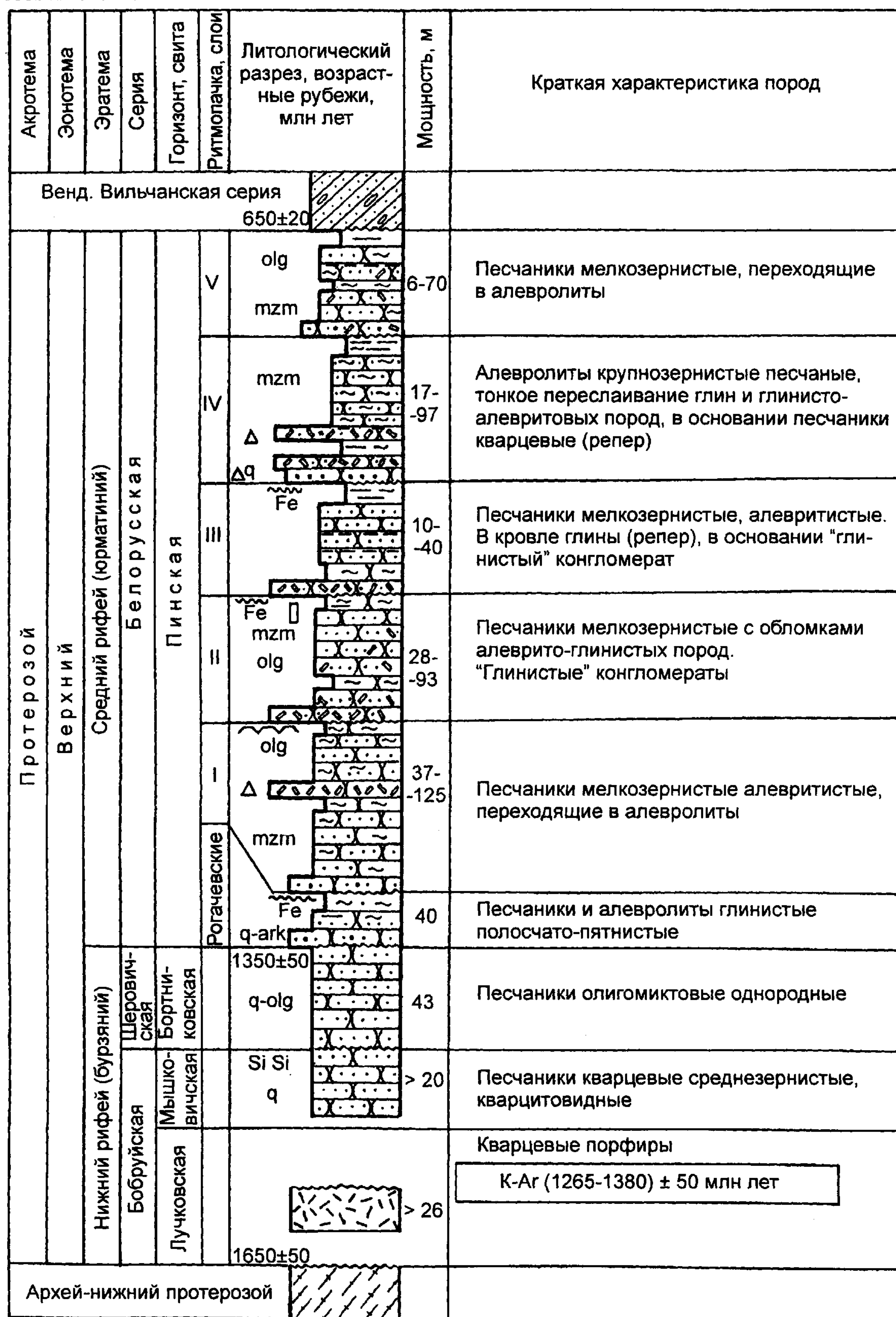


Рис. 4.3. Сводный литолого-стратиграфический разрез рифея юга Беларуси. Условные обозначения на рис. 4.2.

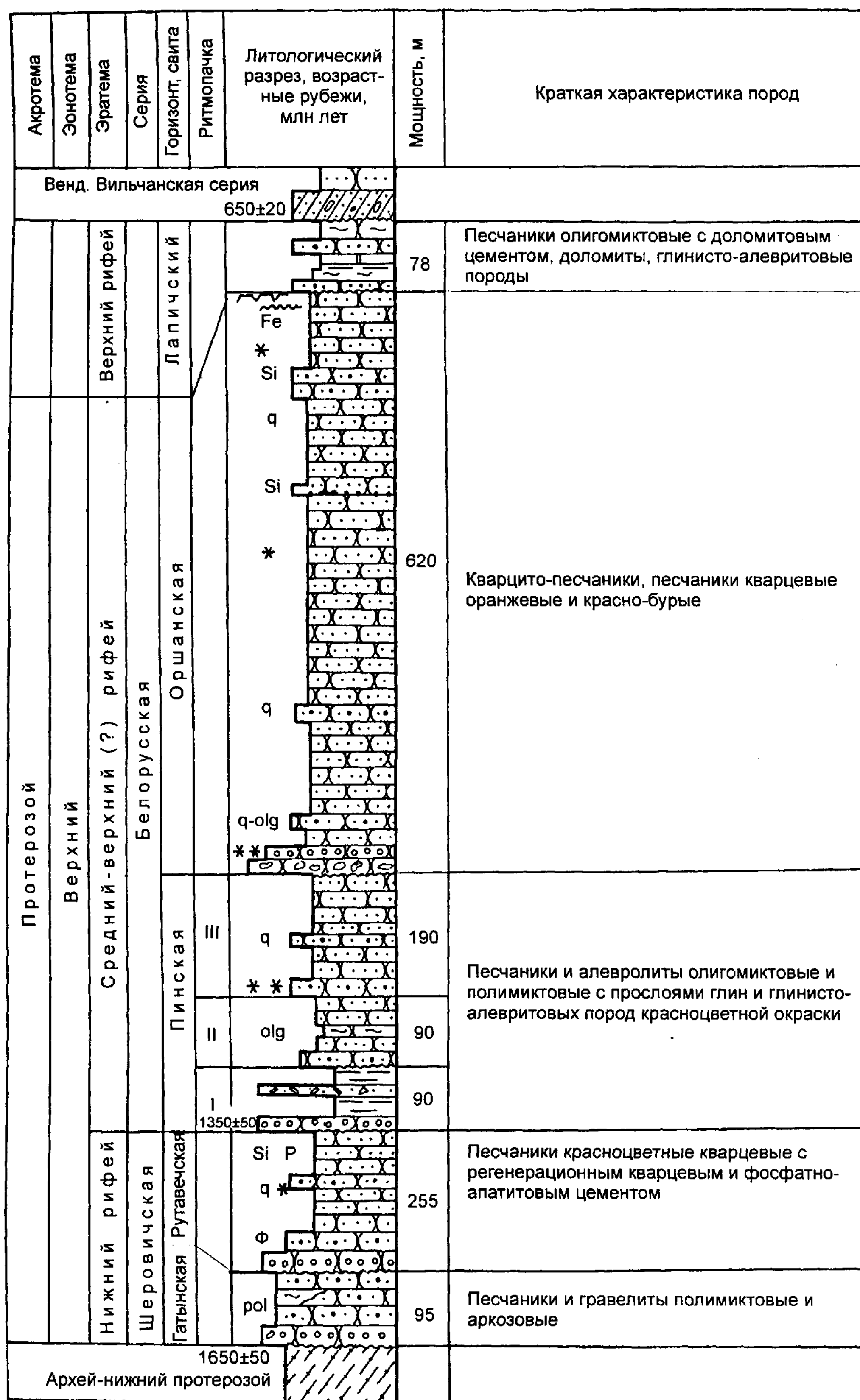


Рис. 4.4. Сводный литолого-стратиграфический разрез рифея северо-востока Беларуси. Условные обозначения на рис. 4.2.

Нижний рифей

К нижнему рифею относятся наиболее древние из выявленных в составе платформенного чехла Беларуси неметаморфизованные осадочные и вулканогенные образования, залегающие под пинской свитой среднего рифея, иногда под более молодыми отложениями. Они объединены в 2 серии: бобруйскую, включающую лучковскую и мышковичскую свиты, и щеровичскую, в составе которой гатынская и рутавечская свиты. В качестве возможного аналога последней на юге Беларуси выделена бортниковская свита.

Образования, относимые к нижнему рифею, имеют ограниченное распространение, преимущественно в виде сравнительно небольших пространственно разобщенных участков, так как встречаются лишь единичными скважинами из многих сотен, пробуренных на территории Беларуси, полностью прошедших платформенный чехол и вскрывших кристаллический фундамент.

В палеоструктурном плане нижнерифейские образования, видимо, приурочены к локальным отрицательным структурам (типа Овручской грабен-синклинали) и другим понижениям в теле кристаллического фундамента. Они представляют собой сохранившиеся от размыва фрагменты (ограниченные разломами блоки, эрозионные останцы) самого древнего (квазиплатформенного) структурного этажа платформенного чехла или, по другим представлениям, промежуточного (вулканогенно-осадочного) чехла дорифейской платформы (рис. 4.5).

БОБРУЙСКАЯ СЕРИЯ выделена в разрезах рифея Бобруйского погребенного выступа, где вскрыта рядом скважин в районе Глуска — Бобруйска — Кировска, а также отдельными скважинами (частично, возможно, не в коренном залегании) в Припятском прогибе. Представлена двумя различными по составу и, видимо, по возрасту образованиями, выделенными соответственно в две свиты: нижнюю — лучковскую и верхнюю — мышковичскую (Материалы ..., 1981; Решения ..., 1983).

В лучковскую свиту выделены кварцевые порфиры, частично вскрытые в районе Глуска (скв. Лучки 42, 539—550 м) под пинской свитой среднего рифея и в Бобруйске (скв. 1-г/геол., 374—400 м) под бортниковской свитой нижнего рифея (Махнач, Невмержицкая, 1958; Махнач, Доминиковский, Пасюкевич, 1975). Мощность тела кварцевых порфиров и подстилающие их отложения не установлены. Не выяснена и площадь их распространения. Не исключено, что они развиты и восточнее, в районе Краснополья — Климовичей, где по геофизическим данным в теле фундамента выделяется (Аксаментова, Найденков, 1980) палеоструктура, аналогичная Бобруйской (см. рис. 4.5).

Кварцевые порфиры лучковской свиты от темно- до розово- и лиловато-серых, трещиноватые, участками катаклазированные и слаборассланцованные, в верхней части выветрелые розовато-бурые. Структура порфировая. Вкрапленники размерами 1—5 мм составляют 15—25 % породы и представлены кварцем, кислым плагиоклазом, калишпатом. Реже встречаются псевдоморфозы по фенокристам темноцветного минерала, видимо, амфибола, полностью замещенного вторичными минералами. Основная масса атакситовой, брекчиевидно-атакситовой текстуры, обусловленной чередованием участков микрофельзитовой, микрочешуйчато-фельзитовой и микропойкилитовой структуры. Состоит из микроагрегатов кварца, серицита, глинистых и рудных минералов. Акцессорные минералы представлены цирконом, апатитом, рудными.

К **мышковичской свите** отнесены кварцито-песчаники, также частично вскрытые двумя скважинами в 20—25 км восточнее и северо-восточнее Бобруйска: Кировск 1 близ д. Мышковичи (361,5—381 м) и Бор. Бортники 2 (382—405 м). В первой скважине они залегают под отложениями пинской свиты, во второй — под отложениями бортниковской. Полная мощность и площадь распространения образований мышковичской свиты не установлены. Кварцито-песчаники серые, участками розоватые, в выветрелых разностях зеленовато-серые, средне-крупнозернистые, прослоями мелкозернистые, очень крепкие ("сливные"), бластопсаммитовой структуры, кварцевые или с примесью серицита и пирофиллита. В разрезе скв. Кировск 1 встречен прослой (369,7—372,6 м) пирофиллитового сланца.

В Припятском прогибе к мышковичской свите могут быть отнесены розовые, лиловато-розовые кварцито-песчаники и кварциты, вскрываемые некоторыми скважинами под отложениями пинской свиты, иногда вильчанской серии или наровского надгоризонта. В несомненном коренном залегании они вскрыты скв. Восточно-Первомайская 11 в интервале глубин 4798—4821 м и, возможно, в коренном — скважинами Никулинская 1 (3927—3928 м), Руднинская 1 (4371) и Решетниковская 1 (1943—1948 м). Кроме того, валуны и гальки аналогичных пород, иногда включенные во вмещающий их серый конгломерат, подняты в керне скважин Никулинская 1 с глубины 3926—3927 м, Никулинская 4 (4004—4012), Сосновская 23 (4203—4226), Сосновская 25 (3753—3761 м) и др.

Наиболее близким пространственно и по возрасту аналогом бобруйской серии является овручская серия севера Украины. При этом лучковская свита сопоставляется с нижней, збраньковской свитой этой серии, а мышковичская — с верхней толкачевской. Основанием для такого сопоставления, т. е. стратиграфической корреляции бобруйской и овручской серий, а также их подразделений — свит и отнесения их к нижнему рифею являются: 1) сходная палеоструктурная приуроченность этих образований, выраженная в их локализа-

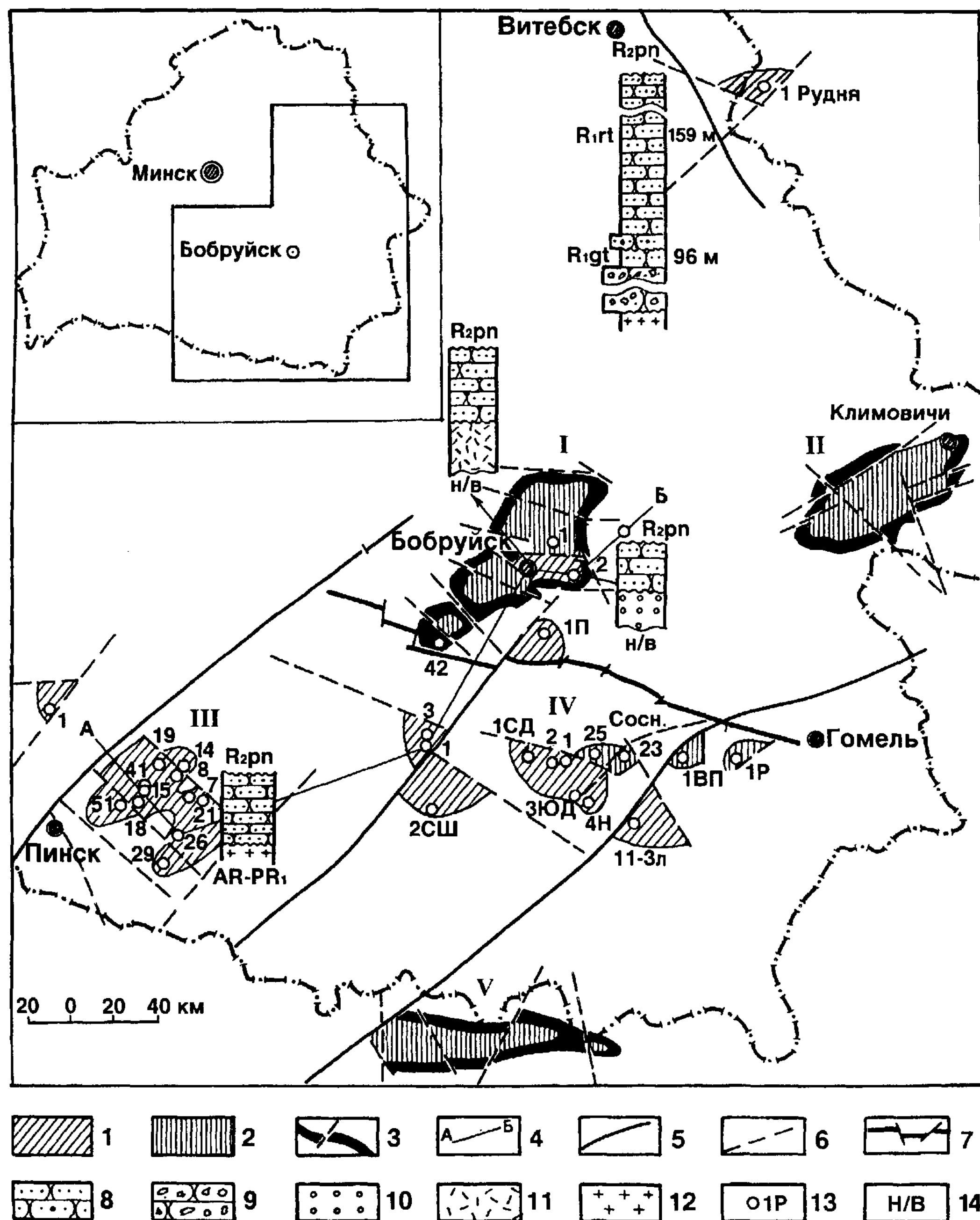


Рис. 4.5. Распространение образований нижнего рифея на юго-востоке Беларуси и на смежных территориях.

I—II — Бобруйская (I) и Краснопольская (II) грабен-синклинали; III — Пинская структура; IV — фрагменты Северо-Припятской структуры; V — Овручская грабен-синклиналь; 1 — бортниковская свита (шеровичская серия); 2 — мышковская (толкачевская) свита; 3 — лучковская (збраньковская) свита; 4 — линия геологического профиля; 5—7 — разрывные нарушения: региональные (5) и прочие (6) в кристаллическом фундаменте и нижних частях осадочного чехла, Северо-Припятский (7).

Литологическое строение опорных разрезов: 8 — песчаники, 9 — гравелиты и дресвяники, 10 — кварциты и кварцитопесчаники, 11 — кварцевые порфиры, 12 — породы кристаллического фундамента, 13 — буровые скважины и их номера, 14 — обозначение невскрытой подошвы. Индекс слева от литологической колонки (в скв. Рудня 1) обозначает геологический возраст, цифры — мощность вскрытых отложений.

ции в асимметричных грабен-синклиналях и подобных структурах фундамента; 2) минералого-петрографическая и петро-геохимическая идентичность кварцевых порфиров збраньковской и лучковской свит; 3) близкие или практически одинаковые цифры изотопного возраста кварцевых порфиров вышеназванных свит, а также пород (сланцев) и минералов из них (серицита, мусковита) толкачевской и мышковичской свит (Рифей и венд ..., 1976). Из более чем 70 радиоизотопных датировок пород овручской серии, выполненных калий-аргоновым (более 60), рубидий-стронциевым (3) и свинцово-изотопным (3 датировки) методами, большинство, в том числе все Rb-Sr и Pb-изотопные, т.е. наиболее надежные, попадают в геохронологический интервал 1350—1550 млн лет, следовательно, в ранний рифей. Меньшие цифры возраста (от 1350 до 900 млн лет), полученные K-Ar методом, являются омоложенными за счет потерь Ar в результате вторичных изменений анализированных пород, а единичные (всего 4) более древние K-Ar датировки исключаются как заведомо ошибочные, так как они превышают достоверно установленный возраст гранитов коростеньского комплекса, на коре выветривания которых залегает збраньковская свита.

Изотопный K-Ar возраст кварцевых порфиров Бобруйска — 1265—1318±50 млн лет, р-на Глуска — 1380 млн лет (Рифей и венд ..., 1976). Эти датировки сами по себе согласуются с аналогичными датировками возраста вулканитов збраньковской свиты. А учитывая далеко не свежий облик кварцевых порфиров, они могут быть только омоложенными. Их истинный возраст может быть на 100—150 млн лет древнее, что стратиграфически соответствует низам нижнего рифея. В пользу раннерифейского возраста рассмотренных образований бобруйской серии свидетельствуют и K-Ar датировки серицита из кварцитов верхней, мышковичской свиты: 1290±20 млн лет (скв. Бол. Бортники 2, гл. 385 м), 1450±20 млн лет (та же скв., 394 м), 1370±20 млн лет (скв. Кировск 1; 371,6 м), полученные И.М. Морозовой в лаборатории изотопной геохронологии ИГГД АН СССР в 1984 г. по материалам авторов.

В региональной схеме рифея Беларуси (Решения ..., 1983) к бобруйской серии отнесена белевская свита, представленная толщей неустановленной мощности розово-серых, лиловато-розовых и буровато-красных (до темно-лиловых) кварцитов, частично вскрытых скв. 59 (65,35—131,2 м) у д. Белев на восточной окраине Микашевичско-Житковичского выступа под отложениями пинской свиты. Эти кварциты макроскопически схожи с кварцито-песчаниками толкачевской свиты, на основании чего они были сопоставлены с последней (Черняховский и др., 1972), а затем предположительно и с мышковичской свитой и включены в бобруйскую серию нижнего рифея, т. е. в состав платформенного чехла (Решения ..., 1983). Однако ряд существенных отличий белевских кварцитов от кварцито-песчаников вышеназванных свит (как-то типично метаморфогенные грано- и лепидо-гранобластовые структуры, наличие в них от 1 до 20 % кианита, а также эпидота-цоизита, гематита, прослоев кристаллического мусковито-кварцевого сланца), свидетельствующих о достаточно высокой степени метаморфизма, которому подверглись эти породы, говорят в пользу их более древнего, видимо, раннепротерозойского возраста. Поэтому мы считаем, что белевская свита должна быть исключена из состава рифея (и верхнего протерозоя) и отнесена к нижнему докембрию, т. е. к образованиям кристаллического фундамента Беларуси.

ШЕРОВИЧСКАЯ СЕРИЯ выделена в качестве самостоятельного подразделения предположительно нижнего рифея (Махнач, Веретенников, Шкуратов, 1974, 1975) в разрезе Руднянской параметрической скважины (Смоленская обл.), пробуренной в центральной части Оршанской впадины в 7 км от границы с Беларусью. Она представляет собой четко выделяющуюся в разрезе рифея толщу песчаников мощностью 255 м (1607—1862 м), которая залегает на выветрелых гранитогнейсах фундамента и перекрывается с перерывом в осадконакоплении пинской свитой (рис. 4.6). Скважинами, пробуренными в белорусской части Оршанской впадины, в том числе и наиболее близких к Руднянской, отложения шеровичской серии не встречены. Однако это не исключает их наличия здесь, а тем более в пределах других структур Беларуси. Видимо, как и образования бобруйской серии, отложения шеровичской серии локализованы преимущественно в наиболее древних отрицательных структурах фундамента и большей частью имеют тектонические (по разломам) границы. Поэтому шеровичская серия включена в стратиграфическую схему рифея Беларуси.

В стратотипическом разрезе шеровичская серия четко разделяется на две литологически разные толщи, выделенные сначала как верхне- и нижнешеровичская подсерии (Рифей и венд ..., 1976), а затем в ранге свит (Решения ..., 1983). Нижняя, **гатынская свита** (мощность 96 м) сложена, в основном, красноцветными, нередко лиловатыми полосами и пятнами вторично осветленными крупно- и разнозернистыми аркозовыми песчаниками, часто с гравием, в нижней части с прослоями гравелитов, в верхней — мелкозернистых песчаников и слюдистых алевролитов. В основании (около 30 м) преобладают дресвяные гравелиты, иногда с галькой, а в подошве (базальный горизонт) — с прослоями конгломерата. Верхняя, **рутавечская свита** представляет собой толщу (159 м) кремово- и оранжево-розовых, лиловых (в кровле), пятнами и полосами вторично осветленных до белых, хорошо отсортированных мелкозернистых и средне-мелкозернистых кварцевых песчаников. В нижней части толщи (с гл. 1730 м) песчаники

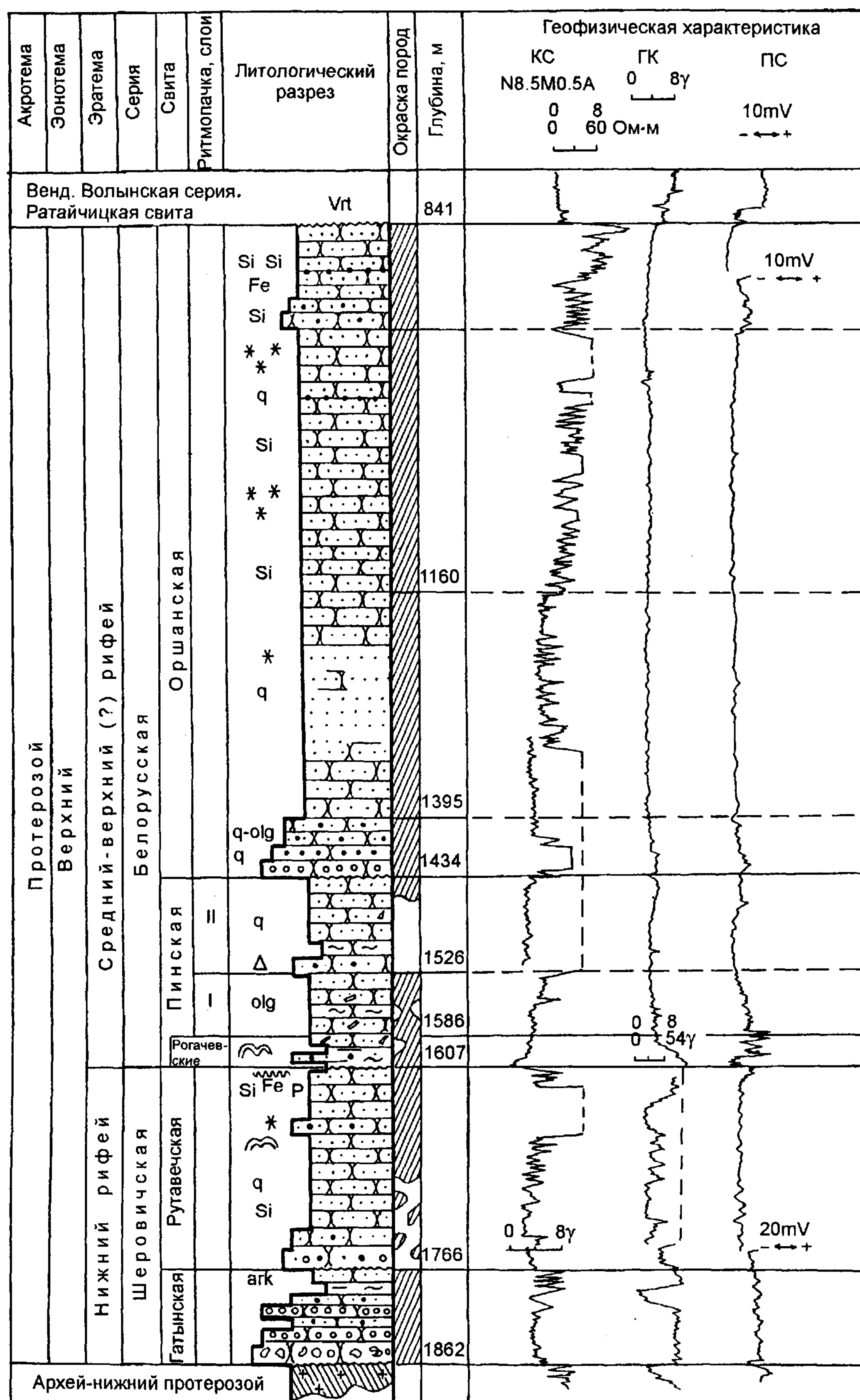


Рис. 4.6. Литолого-стратиграфический разрез рифея в скв. Рудня 1. Условные обозначения на рис. 4.2.

более грубые, средне- и слабосцементированные, в верхней — крепкие, кварцитовидные, с регенерационным кварцевым, участками апатитовым и фосфатно-кремнистым цементом. Рутавечская свита залегает на гатынской с перерывом, который устанавливается по наличию в кровле последней признаков выветривания пород (каолинизация, ожелезнение), а в основании рутавечской свиты — базального горизонта в виде разно-крупнозернистых гравийных песчаников и мелкогалечных гравелитов с обильным каолинитом в цементе.

К шеровичской серии условно отнесена **бортниковская свита** южных районов Беларуси, которая рассматривается как возможный частичный литостратиграфический аналог рутавечской свиты. Она представлена пачкой (максимальная вскрытая мощность 36 м) красноцветных хорошо отсортированных преимущественно мелкозернистых олигомиктово-кварцевых песчаников, вскрытых некоторыми скважинами под пинской свитой, иногда — под вильчанской серией венда в пределах Бобруйского погребенного выступа (скважины: Бобруйск 1-БШК, гл. 339—374 м; Бол. Бортники 2, гл. 356—382 м — стратотип), Северо-Припятского плеча (скв. Паричи, 607—643 м) и в Припятском прогибе (скважины: Сев.-Шестовичская 2, гл. 2335—2370 м; Золотухинская 11, гл. 3972—3982 м; Червоно-Слободские 1, гл. 2062—2106 м и 3, гл. 2224—2255 м и др.). Залегает бортниковская свита с размывом и длительным перерывом в осадконакоплении на кварцевых порфирах или кварцито-песчаниках бобруйской серии или непосредственно на кристаллическом фундаменте (см. рис. 4.5).

В наиболее изученном разрезе скв. Бобруйск 1-БШК бортниковская свита сложена в верхней части крепкими (до сливных кварцитовидных) мелкозернистыми песчаниками кремово-желтого, розоватого, пятнами лилово-бурового цвета, макроскопически очень похожими на песчаники из верхней части рутавечской свиты. Вниз по разрезу песчаники постепенно переходят в некрепкие, сильно пористые, мелко-среднезернистые, с тонкой линейной наклонной слоистостью. С глубины примерно 350 м в них появляется гравий и мелкая галька, а в основании песчаники, существенно не меняясь по структуре и степени сортировки, содержат многочисленные угловатые и слабоокатанные обломки размером до 20 см в разной степени выветрелых кварцевых порфиров и кварцито-песчаников. Цемент песчаников в большей нижней части пачки железисто-глинистый пленочный, в верхней — доломитовый, базально-поровый. В небольшом количестве отмечается регенерационный кварцевый цемент, иногда — аутигенный микрокристаллический апатит в виде агрегатов и друзоподобных сростков размерами до 0,2—0,3 мм.

При большом литологическом сходстве песчаников рутавечской и бортниковской свит, наиболее существенным отличием последних является их олигомиктовый или олигомиктово-кварцевый состав: в них содержится до 10—15 % калишпатов, обломков кварцитов, фельзитов и других кремнистых пород. Видимо, это обусловлено некоторыми различиями фациально-палеогеографических обстановок осадконакопления и различием в составе пород — источников кластогенного материала.

В Припятском прогибе наибольшее литологическое сходство с рутавечскими и бортниковскими имеют кремово-розовые мелкозернистые существенно кварцевые песчаники, вскрытые скв. Сев.-Шестовичская 2. В большинстве других разрезов возможные аналоги бортниковской свиты выделены по каротажу, так как они пройдены без подъема керна.

Отложения, которые литологически сходны с бортниковской свитой и могут соответствовать ей стратиграфически, вскрыты многими глубокими картировочными скважинами в западной части Полесской седловины (см. рис. 4.5). Это литологически однообразная пачка мощностью до 29 м оранжево- и буровато-розовых мелко-среднезернистых существенно кварцевых некрепких ("сыпучих") песчаников. Они залегают на выветрелых породах фундамента, а перекрываются с признаками перерыва в осадконакоплении (обохривание, каолинизация пород в кровле) базальной пачкой пинской свиты — так называемыми рогачевскими слоями.

Шеровичская серия отнесена к нижнему рифею условно, так как прямых данных о ее возрасте нет. Узко ограниченное, фрагментарное распространение образований шеровичской серии в сравнении с перекрывающими ее регионально развитыми отложениями белорусской серии, а также длительный перерыв в осадконакоплении между ними, фиксируемый зоной интенсивного ожелезнения и трещиноватости очень крепких кварцитовидных (т. е. глубоко катагенезированных уже к началу накопления осадков белорусской серии) песчаников в кровле рутавечской свиты и базальным конгломератом в подошве перекрывающей пинской свиты, свидетельствуют об их значительной разновозрастности и принадлежности к разным структурным этажам платформенного чехла. В свою очередь, это свидетельствует о более древнем, по сравнению с белорусской серией, предположительно раннерифейском возрасте шеровичской серии.

Установление истинного возраста шеровичской серии является одной из задач дальнейших исследований верхнего протерозоя. Он может быть установлен радиоизотопным U-Pb методом по хорошо раскристаллизованному аутигенному апатиту, в значительном количестве (до 15—20 %) содержащемуся в песчаниках рутавечской свиты.

Средний рифей

Среднерифейский комплекс включает нижнюю часть БЕЛОРУССКОЙ СЕРИИ, отложения которой занимают широкую полосу северо-восточного простирания, проходящую от Волыни через всю территорию Беларуси в сопредельные области России (Брянскую, Смоленскую, Калининскую). В составе серии выделены пинская и оршанская свиты. Пинская свита отнесена к среднему рифею, а оршанская — условно к среднему-верхнему рифею (Решения ..., 1983).

Пинская свита. Отложения свиты выполняют Волыно-Оршанский палеопрогиб. Они широко развиты на площади современных структур: Полесской седловины, восточной части Подлясско-Брестской впадины, западной части Припятского прогиба, на юге Белорусской антеклизы, на Бобруйском погребенном выступе, Жлобинской седловине, в Оршанской впадине. Они залегают на породах кристаллического фундамента, участками на бобруйской и шеровичской сериях, перекрываются в Оршанской впадине оршанской свитой, в других районах более молодыми отложениями венда, палеозоя и мезозоя. Максимальная мощность отложений пинской свиты равна 410—450 м на Полесской седловине (Столин, Пинск и др.), 300—380 м в северо-западной части Припятского прогиба (Глуск, Старобин и др.). В северо-восточном направлении мощность свиты уменьшается до 200—300 м и менее в Оршанской впадине, а в поперечной полосе на юго-восточном склоне Белорусской антеклизы, Бобруйском выступе и Жлобинской седловине — менее 200 м. Современная глубина залегания кровли свиты 80—300 м на Полесской седловине, 600—800 в Подлясско-Брестской впадине, 700—1400 в Оршанской впадине, до 4300 м в Припятском прогибе.

Отложения пинской свиты в южной части Беларуси имеют много общих черт. В сложении ее сравнительно монотонных разрезов преобладают мелкозернистые песчаники и крупнозернистые алевролиты с прослоями средне-разнозернистых песчаников, глин и глинистых алевролитов. Песчаники и алевролиты олигомиктовые и мезомиктовые, изредка кварцевые, обычно слабо- и среднесцементированные, с глинистым, в отдельных разрезах и прослоях доломитовым цементом. Окраска пород красноцветная, пятнами, полосами, прослоями и в верхней части сероцветная. Для большинства разрезов характерно ритмичное строение, внутриформационные размывы, прослои и включения глинистых катунов.

В ряде районов эти отложения приобретают некоторые специфические черты, что позволило выделить и детально описать четыре типа разрезов пинской свиты: пинский, глусский, житковичский, оршанский (Рифей и венд ..., 1976). Несколько отличаются от перечисленных сокращенные разрезы свиты, расположенные в периферической зоне ее современного распространения в пределах Припятского прогиба, восточных склонов Белорусской антеклизы, восточной части Подлясско-Брестской впадины. Выделяются северо-восточная, юго-западная зоны и зоны краевых частей бассейна седиментации (рис. 4.7).

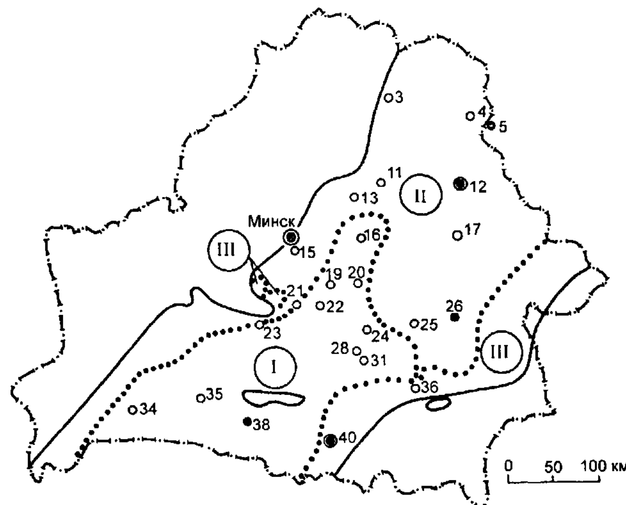


Рис. 4.7. Структурно-фациальное районирование территории Беларуси в среднем рифее.

I — юго-западная, II — северо-восточная структурно-фациальные зоны, III — зона краевых частей бассейна седиментации. Остальные условные обозначения на рис. 4.2.

Наиболее полные разрезы отложений пинской свиты в южной части Беларуси расположены на Полесской седловине (Столин, Пинск, Лунинец и др.) и в западной части Припятского прогиба (Глуск, Старобин и др.), в юго-западной структурно-фациальной зоне.

Стратотипом пинской свиты является разрез скважины, пробуренной в 1948 г. с почти полным выходом керна в д. Пинковичи в районе г. Пинска (Махнач, 1954, 1958; Рифей и венд ..., 1976). В этом разрезе пинская свита мощностью 376 м (81—457 м) залегает на кристаллическом фундаменте, перекрывается глауконитово-кварцевыми песками сеномана. Сложена мелкозернистыми песчаниками и крупнозернистыми алевролитами с прослоями глинистых алевролитов и глин, иногда с тонкими прослоями разнозернистых песчаников в отдельных прослоях, с большим содержанием мелких плоских глинистых окатышей ("катунов"). Породы, в основном, красноцветные (розовые, красно-бурые, коричневые и кирпично-красные), полосами и пятнами серые и светло-серые. По гранулометрическому составу выделены песчаники мелко-, средне- и крупнозернистые. Из них резко преобладает первая разновидность. Крупно- и среднезернистые песчаники отмечены в виде отдельных прослоев. Среди алевролитов преобладают

крупнозернистые разности. Мелкозернистые глинистые алевролиты плотные, крепкие, слюдистые, образуют прослои мощностью от нескольких миллиметров до 10—30 см, иногда до 1 м. Глины в виде тонких прослоев, переслаивающиеся с глинистыми алевролитами, плотные, крепкие, часто ожелезненные, с большим содержанием параллельно ориентированных слюдистых чешуек, главным образом, биотита. В нижней части разреза (340—457 м) и в основании ритмопачек по всему разрезу часто встречаются прослои смешанных песчано-алевролитовых пород.

Песчаники и алевролиты олигомиктовые, в отдельных прослоях кварцевые. Цемент песчаников и алевролитов глинистый, изредка карбонатный. Для отложений свиты характерна хорошо выраженная макро- и микрослоистость (горизонтальная, реже косая, волнистая, перекрестная), обусловленная неодинаковым гранулометрическим составом пород, их различной окраской, параллельной ориентировкой обломочного материала. На небольших интервалах разреза наблюдается быстрая смена типов слоистости. В породах с косой слоистостью обломочный материал несколько крупнее. В них больше глинистых катунов. Большинство глинистых катунов имеют красно-бурую, реже зеленую окраску. Размеры их — от миллиметров до 3—5 см в поперечнике, форма чаще всего продолговатая плоская. Они приурочены обычно к основанию сравнительно крупных пачек пород, сконцентрированы в отдельных прослоях, ориентированы параллельно слоистости или расположены беспорядочно. Близки по составу к глинам прослоев и чаще всего приурочены к интервалам, в которых содержатся прослои красно-бурой глины и глинистого алевролита и отмечены следы внутриформационных размывов.

Для пинской свиты Полесской седловины характерна четкая ритмичность. Эта ее особенность детально изучена по скважинам геологической съемки Пинского листа (1989—1990 гг.) и прослеживается по всем скважинам Беларуси. Установлено, что в разрезе пинской свиты этого района выделяются, помимо рогачевских слоев, представляющих базальную часть свиты, 5 ритмов, представленных в разрезе соответствующими толщами (снизу вверх): I — нижней песчано-алевритовой со шлихами тяжелых минералов; II — монотонной алеврито-песчаной; III — мелкой ритмичной; IV — песчаной с репером кварцевых песчаников в основании; V — верхней ритмичной алеврито-песчаной. Седиментационные ритмы разделены внутриформационными перерывами, содержат глинистые гальки и катуны, слои конгломератов и конгломерато-брекчий из обломков слабоуплотненной глины, следы субаэрального выветривания в кровле, трещины усыхания и другие признаки мелководности бассейна. Выделенные ритмы хорошо коррелируются на больших площадях. Реперными горизонтами для внутренней корреляции пинской свиты являются легко распознаваемые по специфическому литологическому облику рогачевские слои в основании пинской свиты, четвертая снизу толща с пачкой существенно кварцевых песчаников в основании. Максимальное развитие трансгрессии приходится на время формирования I и II седиментационных ритмов. После этого бассейн седиментации начинает сокращаться в юго-западном направлении.

Примером ритмичного строения пинской свиты является разрез скв. Пинск 26 (рис. 4.8). Пинская свита в ней выделена на гл. 706—1116 м (мощность 410 м), залегает на маломощной (12 м) пачке бортниковской свиты, перекрывается отложениями горбашевской свиты волынской серии. В ее основании выделены рогачевские слои мощностью 25 м (гл. 1091—1116 м) и все 5 ритмопачек: I — 89 м (1002—1091 м), II — 93 (909—1002), III — 50 (859—909), IV — 91 (768—859), V — 62 м (706—768 м). Литологический состав свиты в данной скважине такой же, как и в Пинковичах. Учитывая четкое строение разреза, его хорошую изученность и геофизическую характеристику, он предложен в качестве гипостратотипа пинской свиты (Махнач, Веретенников, Шкуратов, 1995).

Аналогичный разрез пинской свиты вскрыт скв. Пинск 30 (123—464 м). Юго-восточнее Пинска (в районе Столина) пинская свита вскрыта многими скважинами, пройдена на полную мощность, которая доходит до 300—400 м, а в скв. Столин 24 — 424 м. По строению, текстурным особенностям и вещественному составу пород она весьма близка к пинской свите района Пинска. Восточнее Столина мощность отложений свиты сокращается: южнее Пинска и Столина, на территории Волыни (Украина) она достигает 800—900 м, по направлению на запад от Пинска уменьшается и в районе д. Гирск (скв. 6К, восточнее г. Кобрина) составляет 202 м (640—842 м). Она залегает здесь на кристаллическом фундаменте и перекрывается образованиями волынской серии. В западной части Подлясско-Брестской впадины отложения пинской свиты отсутствуют.

Отложения пинской свиты широко распространены в западной и северной частях Припятского прогиба, охватывая около трех четвертей его площади. Залегают они на породах кристаллического фундамента, на отдельных небольших участках — на отложениях нижнего рифея — аналогах овручско-иотнийских образований или шеровичской серии. Перекрывается свита отложениями вильчанской серии, а на площадях их отсутствия (западная часть) — волынской серией венда или наровскими отложениями среднего девона.

Мощность отложений свиты достигает 300—400 м и более: в скважинах Малынская Р2 — 384 м (3300—3684 м), Холопиничская Р1 — 383 (3030—3413), Глусская Р1 — 379 (2258—2637), Восточно-

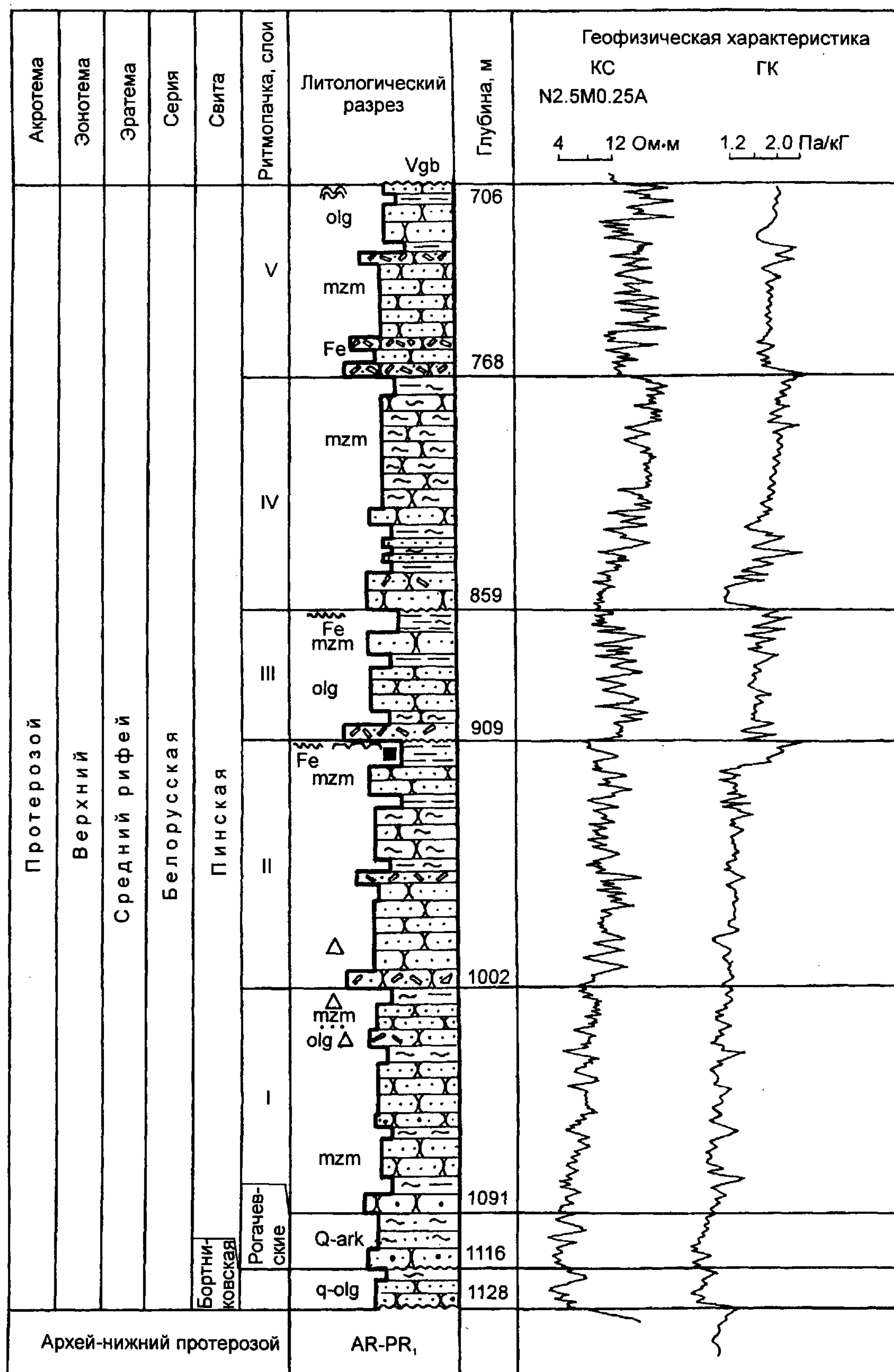


Рис. 4.8. Литолого-стратиграфический разрез рифея в скв. Пинск 26 (г. Лунинец). Условные обозначения на рис. 4.2.

Дроздовская Р 1 — 371 (2321—2692), Червонослободская Р 1 — 344 (1762—2106), Оземлинская Р 2 — 333 (4306—4639), Старобинская Р 1 — 303 м (1346—1649 м) и др. Она уменьшается в центральных районах прогиба, а в юго-восточной части ее отложения отсутствуют. Глубина залегания свиты колеблется от 1—2 до 4,5—4,8 тыс. м и резко увеличивается от западных и северо-западных районов прогиба к его центральной и северо-восточной частям.

На южном склоне Жлобинской седловины и Белорусской антеклизы, на северном склоне Микашевичско-Житковичского выступа мощности пород пинской свиты примерно такие же, как и в Припятском прогибе. Но залегает они здесь на небольших глубинах. Так, на северном склоне Микашевичско-Житковичского выступа (скв. 080) пинская свита имеет мощность 377 м (91—468 м), на южном склоне Жлобинской седловины (д. Лучки, скв. 42) — 412 м (127—539 м).

Строение, текстурные особенности и вещественный состав отложений пинской свиты в Припятском прогибе, на северном склоне Микашевичско-Житковичского выступа и южных склонах Жлобинской седловины, в основном, такие же как и на Полесской седловине. Сложена она здесь терригенными породами. Наиболее характерными и преобладающими среди них являются хорошо отсортированные мелкозернистые, часто алевритовые песчаники, крупнозернистые песчаные алевролиты и их переходные разности. Эти породы слагают от 60 до 80 % разреза свиты. Менее распространены среднезернистые и средне-мелкозернистые песчаники, во многих случаях слагающие 10—30 %, а иногда до 40 % разреза. Подчиненное значение имеют разнозернистые и средне-крупнозернистые песчаники, глины, глинистые алевролиты и тонкослоистые алевритоглинистые породы. Доля каждого из этих типов пород в разрезах, как правило, не превышает 5—10 %.

Породы пинской свиты указанного района преимущественно красноцветные (красно-бурые, оранжево-бурые, буровато-розовые, красно-коричневые), полосами, пятнами, прослоями сероцветные (вторично осветленные). Песчаники и алевролиты олигомиктовые, реже мезомиктовые и олигомиктово-кварцевые, глинистые породы, в основном, гидрослюдистого состава.

Основными породообразующими обломочными минералами песчаных и песчано-алевритовых пород пинской свиты являются кварц (70—90 %) и калиевые полевые шпаты (10—25 %). В небольшом количестве (3—6, иногда до 10 %) содержатся обломки микрокварцитов, слюдисто-кварцевых сланцев, кремнистых пород. Слюдистые минералы — биотит, гидробиотит, в том или ином количестве (от редких чешуек до первых процентов) содержащихся в породах пинской свиты, распределены неравномерно. Наибольшим содержанием (до нескольких процентов) отличаются алевролиты и глинисто-алевритовые породы. В мелкозернистых песчаниках заметные скопления слюды приурочены, в основном, к поверхностям наслоения.

Из аутигенных минералов в породах пинской свиты прогиба наиболее часто встречаются доломит и сульфаты (гипс, ангидрит), которые образуют гнезда, участки и прослои вкрапленного, реже базально-порового эпигенетического цемента. В отдельных слоях песчаников в основании разреза пинской свиты отмечен доломит, образующий обильный цемент базального типа и, возможно, имеющий первично-седиментационную природу. В виде мелкой вкрапленности и конкрециевидных стяжений встречаются сидерит и пирит.

В наиболее мощных и полных разрезах пинской свиты северной и западной частей Припятского прогиба выделяются от трех до четырех седиментационных ритмов, которые имеют сходное строение (Геология СССР. Т. III. Белорусская ССР, 1971; Рифей и венд ..., 1976; Махнач, Шкуратов, Веретенников, 1980). Большая средняя часть их сложена мелкозернистыми алевритовыми песчаниками и крупнозернистыми, обычно песчанистыми алевролитами. Подчиненное значение имеют среднезернистые и средне-мелкозернистые песчаники. Нижняя (базальная) часть ритмов представлена или более грубыми песчаниками разно- и среднезернистыми, или песчанистыми глинами с прослойками и линзами песчаников. Песчаники базальной части обычно переполнены обломками, окатышами, корками и полуассимилированными включениями сингенетичных глин и алеврито-глинистых пород. Нередко такие песчаники переходят в своеобразный внутриформационный конгломерат. В сложении верхней части ритмов существенную роль приобретают алеврито-глинистые породы, которые образуют частые прослои, а иногда и более мощные (до 3—10 м) сравнительно однородные пласты. В кровле ритмов породы нередко обохрены, некрепкие, с пелитизированными полевыми шпатами. Мощность первого (нижнего) ритма колеблется от 30—40 до 130—150 м, второго — от 40—60 до 150—170, третьего (верхнего) — от 50 до 110 м.

Внутри ритмов, в свою очередь, отмечается более мелкая нерегулярная ритмичность, обусловленная наличием отдельных слоев или серий алеврито-глинистых пород мощностью от нескольких сантиметров до 1—3 м. Такое нерегулярное ритмичное строение более характерно для нижнего и верхнего ритмов, в то время как средний ритм обычно имеет сравнительно однородное строение и почти нацело сложен мелкопесчано-крупноалевритовыми породами.

Описанное ритмичное строение отложений пинской свиты наиболее четко выражено и хорошо изучено (Махнач, Шкуратов, Веретенников, 1980) в разрезах северного склона Микашевичско-Житковичского выступа. Прослеживаются и более или менее уверенно

коррелируются три ритма (в основном по каротажу) на Червонослободской, Северо-Калиновской, Нежинской, Осовецкой, Дроздовской, Холопиничской, Глусской, Борисовской, Малынской, Оземлинской и других площадях. На восток и юго-восток от указанных площадей, по мере уменьшения мощности пинской свиты в результате естественного выклинивания и постседиментационного размыва, наиболее значительного в центральной зоне, ритмичное строение разрезов пинской свиты становится менее отчетливым. В периферической зоне современного распространения оно практически не выражено. Так, если в разрезах Вишанской, Чернинской, Октябрьской, Найдовской, Давыдовской, Сосновской, Южно-Осташковичской площадей и некоторых отдельных скважин (Боровская 1, Туровская 1 оп и др.) еще можно выделить по каротажу две пачки, возможно, соответствующие описанным седиментационным ритмам, то восточнее и они не выделяются. Все разрезы здесь нацело сложены, судя по каротажу, весьма однородными песчаниками. Алеврито-глинистые породы встречаются спорадически в виде редких прослоев (Махнач и др., 1980). Эти разрезы расположены в структурно-фациальной зоне краевых частей бассейна седиментации.

На Микашевичско-Житковичском выступе отложения пинской свиты залегают на кристаллическом фундаменте, перекрываются палеогеновыми, иногда вендскими отложениями, имеют мощность от 30—50 до 200—300 м и сложены песчаниками мелкозернистыми, реже средне- и крупнозернистыми и алевролитами полевошпатово-кварцевыми, часто с горизонтальной и косой слоистостью, с прослоями глин. В нижней части некоторых разрезов встречаются разнозернистые песчано-алевритовые породы с доломитовым цементом, иногда с прослоями доломита. Наиболее полные разрезы расположены на северном склоне выступа — скв. 080. Пинская свита в этой скважине (мощность 377 м, гл. 91—468 м) залегает на гранитогнейсах кристаллического фундамента и перекрывается отложениями волынской серии. В разрезе выделено три пачки: нижняя (366—468 м) — песчано-алевритовая, средняя (233—366 м) — алевритовая и верхняя (91—233 м) — алеврито-песчаная (Геология СССР. Т. III. Белорусская ССР, 1971; Рифей и венд ..., 1976). Нижняя пачка соответствует I-ой ритмопачке скв. Пинск 26; средняя — II ритмопачке, верхняя — III и IV ритмопачкам.

Весьма характерные разрезы пинской свиты вскрыты скважинами в районе Глуска: Глусская Р1 и Лучки 42. Мощность свиты в этих скважинах почти одинаковая (Р1 — 379 м, скв. 42 — 392 м). В той и в другой строение (по три крупных ритма) и литологический состав пород весьма близкие. Отличие заключается в том, что скв. Р1 пробурена на территории Припятского прогиба (гл. 2258—2637 м), а скв. 42 — на Жлобинской седловине (гл. 147—539 м). Кроме того, в последней отчетливо выделяется базальная пачка грубозернистых пород (возможно, это рогачевские слои), а в скв. Р 1 она выражена слабо.

В Глусской скв. Р1 пинская свита залегает на кристаллическом фундаменте и перекрывается отложениями вильчанской серии. В ее составе выделено три крупных ритма: I — мощностью 130 м (2507—2637 м), II — 151 (2356—2507), III — 98 м (2258—2356 м).

В скв. Лучки 42 отложения пинской свиты залегают на кварцевых порфирах, сопоставляемых с аналогичными породами збраньковской свиты овручской серии, перекрываются отложениями вильчанской серии. По литологическим особенностям здесь выделены четыре пачки: пестроцветных песчано-алевролитовых отложений с обломками кварцевых порфиров — глубина 514—539 м; серых песчаников и алевролитов — 371—514 м; красноцветных песчаников и алевролитов — 184—371 м; серых песчаников и алевролитов — 147—184 м. Нижняя пачка соответствует, по-видимому, рогачевским слоям, а верхние три — I, II и III ритмам в скв. Глуск Р1. Литологическое описание пинской свиты скважины д. Лучки приведено в работе "Рифей и венд Белоруссии" (1976). Разрез пинской свиты района Глуска (скважины Р1 и 42) близок к разрезу Пинска. Основные типы пород в нем также мелкозернистые песчаники и крупнозернистые алевролиты. В песчаниках и алевролитах преобладает кварц (80—85 %) при сравнительно низком содержании полевых шпатов (10—20 %). Песчаники и алевролиты Глуска олигомиктовые. Вместе с тем в пинской свите района Глуска, в отличие от района Пинска, широко распространены в цементе песчаников и алевролитов карбонатные минералы (преимущественно доломит), которые нередко образуют тонкие прослои.

В западной части Припятского прогиба типичный разрез пинской свиты вскрыт скв. Старобин Р1 (д. Тычины). Пинская свита здесь вскрыта на гл. 1346—1649 м (мощность 303 м), залегает на кристаллическом фундаменте и перекрывается вильчанскими и волынскими отложениями. В ее составе выделены три крупных ритма, имеющих мощности: I — 89 м (1560—1649 м), II — 133 (1427—1560), III — 81 м (1346—1427 м). Их литологический состав такой же как в Пинске, Житковичах и Глуске.

Пинская свита вскрыта и полностью пройдена многими скважинами в южных и юго-восточных районах Белорусской антеклизы. Наиболее типичные из них известны в Червене, Слуцке, Хотлянах, Барановичах.

Неполностью пройденная мощность пинской свиты в скв. Червень 3 равна 356 м (294—650 м; рис. 4.9), перекрывается отложениями волынской серии. Буровая скважина остановлена в самой нижней части свиты (рогачевские слои). Ее возможная полная мощность — немногим больше 360—365 м. В составе сви-

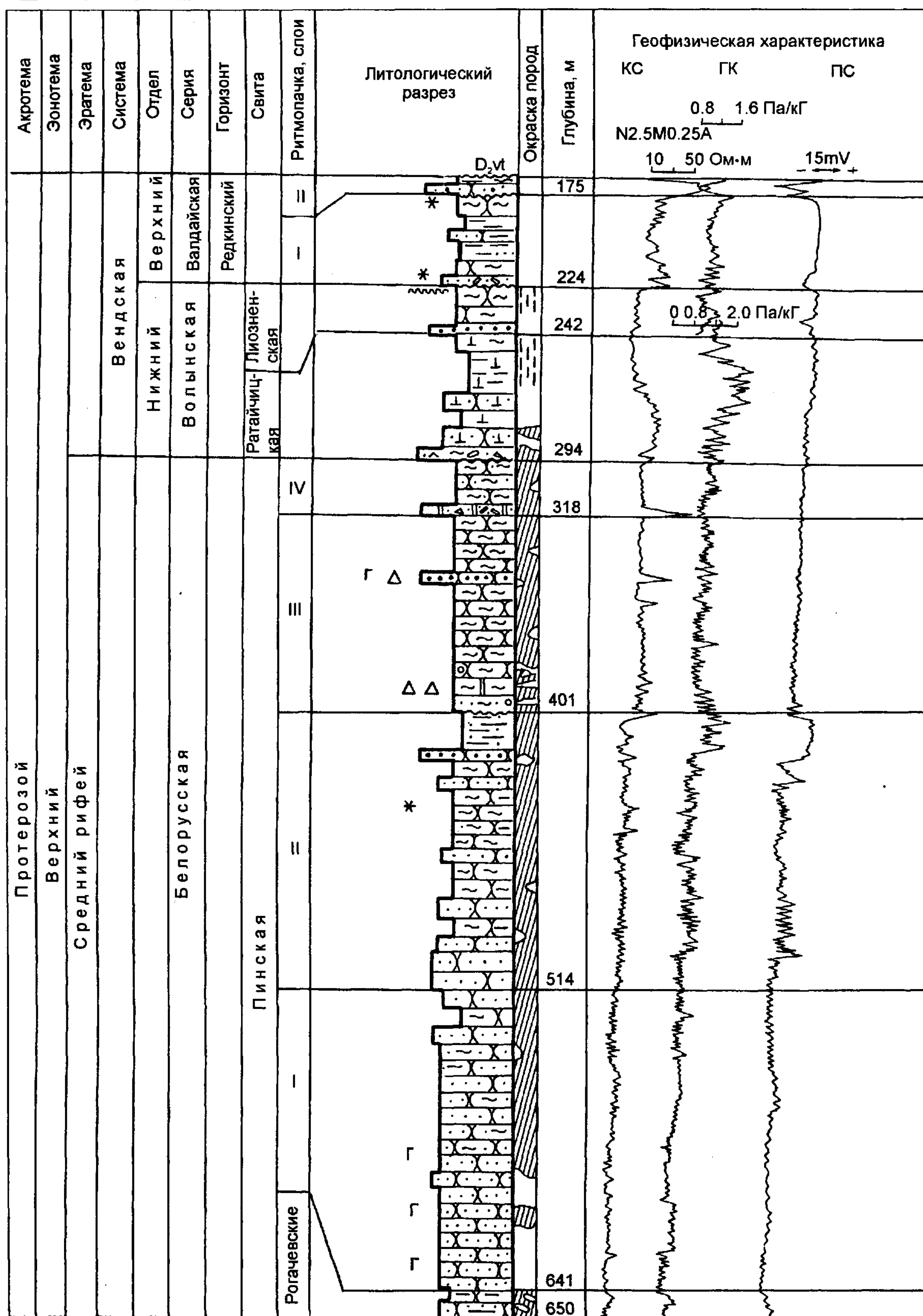


Рис. 4.9. Литолого-стратиграфический разрез рифея и венда в скв. Червень 3 (д. Боровино). Условные обозначения на рис. 4.2.

ты выделены рогачевские слои — пройденная мощность 9 м (641—650 м) и четыре ритмопачки: I — 127 м (514—641 м), II — 113 (401—514), III — 83 (318—401), IV — 24 м (294—318 м). Первая ритмопачка имеет сравнительно однородное строение, сложена, в основном, мелкозернистыми песчаниками, в верхней части с прослоями алевролитов. Во второй ритмопачке хорошо выражена более мелкая ритмичность. В ней отчетливо намечаются три ритма. В основании нижнего ритма — средне- и разнозернистые песчаники, выше — мелкозернистне песчаники с прослоями алевролитов, в верхней — алевролиты. Во втором ритме в основании песчаники средне- и разнозернистые, верхняя часть представлена алевролитами с прослоями мелкозернистых песчаников. Третий ритм начинается разно- и среднезернистыми песчаниками и состоит, в основном, из глинисто-алевритовых пород. Третья ритмопачка преимущественно алевролитовая. В ее составе выделены два ритма. Четвертая ритмопачка, по-видимому, неполная. В ее основании — разнозернистые песчано-доломитовые породы, выше — мелкозернистые алевритовые песчаники и алевролиты. Минеральный состав, структурные и текстурные особенности отложений пинской свиты в районе Червеня, в основном такие, как в Глуске и других районах.

Разрез пинской свиты в районе Слуцка (скв. 5, д. Буда Гресская), ее мощность, условия залегания, строение, минеральный состав пород, в основном такие, как и в Червене. Мощность свиты равна 339 м (119—458 м), залегает на кристаллическом фундаменте, перекрывается сеноманскими отложениями верхнего мела. В ее основании (426—458 м) залегают разнозернистые песчано-алевритовые породы рогачевских слоев. Выше выделено четыре ритмопачки: I — мощность 70 м (356—426 м), II — 132 (224—356), III — 90 (134—224), IV — 15 м (119—134 м). Первая ритмопачка в своей большей части сложена мелкозернистыми песчаниками, в верхней — глинами. Во второй ритмопачке можно выделить два ритма. В нижнем из них преобладают песчаники мелкозернистые, средне- и разнозернистые (нижняя часть), заканчивается он ритмопачкой глинисто-алевролитовых пород. Во втором ритме чередуются песчаники мелкозернистые с глинистыми породами в нижней части, а в верхней — глинисто-алевритовые породы. Третья ритмопачка преимущественно песчаная с прослоями алевролитов, а от четвертой сохранилась только самая нижняя часть, сложенная песчаниками мелкозернистыми, разнозернистыми, мелко- и среднезернистыми.

Севернее (Узда, Хотляны) и западнее (Клецк, Барановичи) Слуцка мощность пинской свиты сокращается. В ее составе увеличивается содержание разнозернистых песчаных пород. В скв. Хотляны 30 (Веретенников, Махнач, Шкуратов, 1966; Рифей и венд ..., 1976) вскрытая мощность пинской свиты 173,8 м (293,0—466,8 м). Судя по тому, что бурение скважины остановлено в рогачевских слоях, можно предположить, что полная мощность свиты не превышает 175—180 м. Перекрывается она отложениями вендского комплекса. В ее основании (458,5—466,8 м) залегает пачка разнозернистых гравийных аркозовых песчаников и песчаных гравелитов с доломитовым цементом, с прослоями песчаников мелкозернистых, алевритовых, полевошпатово-кварцевых, с глинистым и глинисто-доломитовым цементом. Это, по-видимому, рогачевские слои (базальная часть пинской свиты).

Выше (385,0—458,5 м) залегает пачка крупнозернистых песчаников и алевролитов, часто песчаных, полевошпатово-кварцевых, с прослоями песчаников мелкозернистых, полевошпатово-кварцевых с обломками (1—3 мм) глины, алевролита и мелким гравием. Еще выше (354—385 м) выделена пачка мелкозернистых глинистых алевролитов и алевритовых глин с тонкими прослоями и гнездами песчано-алевритовых пород. Заканчивается разрез свиты пачкой мощностью 61 м (293—354 м), которая сложена крупнозернистыми мелкопесчаными алевролитами и мелкозернистыми алевритовыми песчаниками, полевошпатово-кварцевыми, переходящими в пески и алевриты, в верхней части с прослоями (от 1—3 до 80 см) глины.

Отложения пинской свиты в скв. Барановичи 19 имеют мощность 164 м (357—521 м), залегают на породах кристаллического фундамента и перекрываются отложениями волынской серии. В их составе выделены рогачевские слои — мощность 17 м (504—521 м) и три ритмопачки: I — 16 м (488—504 м), II — 74 (414—488), III — 57 м (357—414 м).

В Оршанской впадине (северо-восточная структурно-фациальная зона) отложения пинской свиты образуют толщу мощностью до 302 м, которая залегает на породах кристаллического фундамента и лишь в разрезе Руднянской скважины — на шеровичской серии нижнего рифея, перекрываются оршанской свитой или более молодыми отложениями рифея (лапичская свита) или венда.

В разрезе пинской свиты Оршанской впадины выделяются две толщи: нижняя — глинисто-алевритопесчаная и верхняя — песчаная. Нижняя толща мощностью 30—100 м в разрезах краевых частей впадины сложена полосчато-пятнистыми и пестроцветными разнозернистыми аркозовыми, нередко полимиктовыми песчаниками, которые содержат прослои глинисто-алевролитовых пород, реже глин (Вильчицы, Рогачев, Орша, Осиповичи и др.). В разрезах осевой части впадины (Рудня, Богушевские скважины 1 и 2) в сложении этой толщи существенное значение приобретают алевролитоглинистые породы и глины.

Верхняя толща пинской свиты в Оршанской впадине, мощностью до 173—215 м, состоит из двух ритмопачек. Нижняя из них (60—82 м) сложена песчаниками с прослоями алевролитов и глин. Окраска пород красноцветная. Характерна косая и горизонтальная слоистость, пологая симметричная и перекрестная рябь, трещины усыхания, параллельная плитчатая отдельность. Песчаники мелко- и среднезернистые, иногда крупнозернистые, алевритовые и глинистые, кварцево-полевошпатовые, иногда кварцевые, слабо- и среднесцементированные, с глинистым и железисто-глинистым цементом. Алевролиты слюдистые, с железисто-глинистым цементом. Глины ожелезненные, с песчаным обломочным материалом.

Верхняя ритмопачка, мощностью 87—133 м, сложена песчаниками с прослоями и линзами алевролита и глины. Их окраска красноцветная. Песчаники мелко-среднезернистые, реже средне-крупнозернистые и мелкозернистые, слабо- и среднесцементированные, с глинистым, иногда регенерационным кварцевым цементом. Для песчаников характерна плитчатая отдельность, горизонтальная, реже косая слоистость. Алевролиты песчаные, кварцевые, с железисто-глинистым цементом. Обломочный материал пород верхней пачки, в отличие от нижней, мономинерально кварцевый, более мелкий, лучше окатанный и отсортированный.

Наиболее мощные, полные и литологически характерные разрезы пинской свиты в Оршанской впадине пройдены скважинами Богушевск 1 и 2, Рудня, Вильчицы; маломощные, неполные — скважинами Орша 2, Рогачев, Шумилино, Рославль, Клинцы и др.

Отложения пинской свиты в скв. Богушевск 2 (Лиозно, гл. 1363—1665 м) залегают на гнейсах кристаллического фундамента, перекрыты отложениями оршанской свиты, состоят из трех ритмопачек: I — 65 м (1600—1665 м), II — 105 (1495—1600), III — 132 м (1363—1495 м) (рис. 4.10).

Первая ритмопачка сложена песчаниками, алевролитами и глинами с прослоями гравелитов. Большая роль принадлежит смешанным песчано-глинистым и микрослоистым глинисто-алевритовым породам. В глинах часто встречается примесь алеврито-песчаного материала, в алевролитах — линзы, микропрослои и мелкие катуны глины. Породы несортированные, со слабоокатанным обломочным материалом. Глины красно-бурые и коричневые, часто алевритовые и песчано-алевритовые, гидрослюдистые, с гнездами алевролита и песчаника. Алевролиты разнозернистые, нередко песчаные, полевошпатово-кварцевые, с биотитом. Песчаники разнозернистые (от мелко- до крупнозернистых), полевошпатово-кварцевые, изредка полимиктовые. Гравелиты, образующие прослои на разных глубинах, песчаные, полимиктовые, с обломками кварца, гранита, кремнистых пород. В породах основания ритмопачки в большом количестве содержатся обломки (до 10—20 см) кварцитов. Обломочная часть песчано-глинистых пород разнозернистая, полевошпатово-кварцевая. Цемент алевролитов, песчаников и гравелитов глинистый (гидрослюдисто-каолиновый, глинисто-железистый, карбонатный), порового, нередко базального типа.

Вторая ритмопачка сложена песчаниками с редкими невыдержанными прослоями и гнездами алевролита и глины, оранжево-розовыми и красно-бурыми, горизонтально- и косослоистыми и неслоистыми. Песчаники разнозернистые (в основном мелко- и среднезернистые), иногда алевритовые, полевошпатово-кварцевые, в отдельных образцах с биотитом, в единичных прослоях существенно кварцевые. Полевые шпаты представлены микроклином и ортоклазом. Цемент в песчаниках глинистый (каолинит-гидрослюдистый) и глинисто-железистый. Среди алевролитов выделены три разности: алевролит крупнозернистый с единичными зернами мелкого и среднего песка, полевошпатово-кварцевый, с железисто-глинистым цементом порового и пленочного типа; алевролит разнозернистый, полевошпатово-кварцевый, биотитовый, с глинисто-железистым цементом базального типа; алевролит разнозернистый, полевошпатово-кварцевый, биотитовый, с гидрослюдистым цементом. Глины алевритистые, гидрослюдистые, ожелезненные. Обломочный материал всех типов пород разнозернистый, полевошпатово-кварцевый, слабоокатанный, неотсортированный.

Третья ритмопачка сложена песчаниками с единичными тонкими прослоями алевролита. Песчаники кирпично-красные, разнозернистые (в основном мелко- и среднезернистые), кварцевые, слабосцементированные, с глинистым (каолинит-гидрослюдистым) цементом. Отдельные зерна кварца регенерированы, с железистой рубашкой. Характерны песчаники, в которых обломочная часть состоит из двух групп размерных фракций: хорошо окатанных крупно- и среднепесчаных зерен и неокатанных мелкопесчано-крупноалевритовых, которые заполняют промежутки между зернами первой группы фракций. Алевролиты, образующие тонкие прослои, крупнозернистые, песчаные, кварцевые, с железисто-глинистым цементом.

Примерно такое же строение и состав, как в скв. Богушевск 2, имеет пинская свита в скважинах Рудня 1, Богушевск 1 и Орша 3 (Шумилино) (Рифей и венд ..., 1976).

Отложения пинской свиты в Вильчицах (возле Могилева) имеют мощность 167 м (1139—1306 м), залегают на выветрелых породах кристаллического фундамента и перекрываются отложениями оршанской свиты. В ее составе выделяются две толщи — нижняя и верхняя.

Нижняя толща (1211—1306 м) сложена на гл. 1268—1306 м полимиктовыми песчаниками с грави-

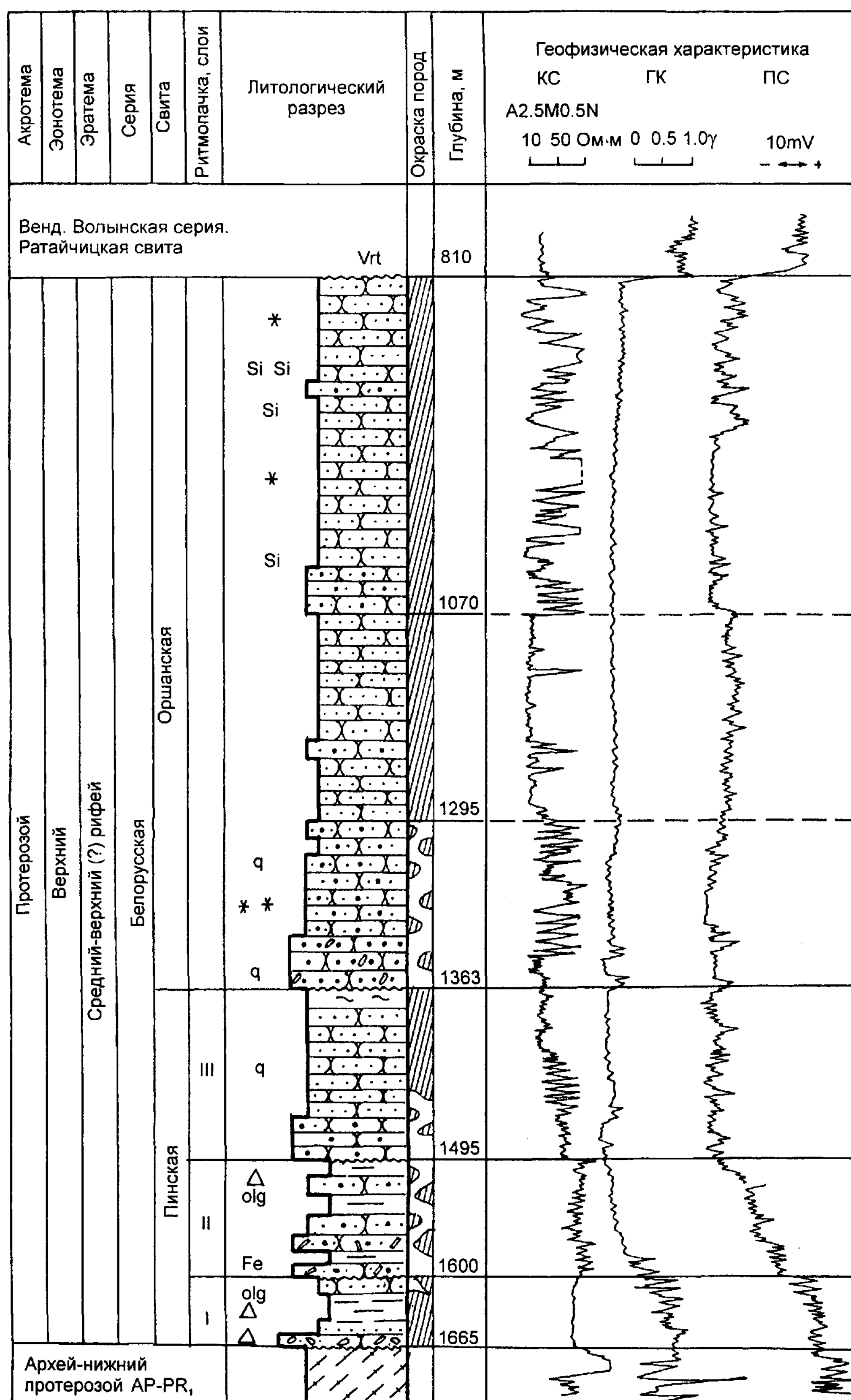


Рис. 4.10. Литолого-стратиграфический разрез рифея в скв. Богушевск 2 (г.п. Лиозно). Условные обозначения на рис. 4.2.

ем и галькой, коричневыми и розовато-серыми, с косой и горизонтальной слоистостью, с тонкими прослоями крупнозернистого алевролита. Обломочный материал состоит из кварца, полевых шпатов и обломков эффузивных пород, сланцев, гнейсов и др. Верхняя часть толщи (1211—1268 м) представлена разнозернистыми (от крупно- до мелкозернистых) олигомиктовыми и аркозовыми песчаниками с редкими прослоями аркозовых алевролитов, лилово-бурыми, сиренево-бурыми и светло-бурыми. Обломочный материал представлен кварцем, полевыми шпатами, обломками пород — сланцев, гнейсов, кварцитов, эффузивов.

В верхней толще (1139—1211 м) преобладают средне- и мелкозернистые, реже разнозернистые, полевошпатово-кварцевые и кварцевые песчаники, нередко с обломками пород (кварцитов и др.), розовато-бурые, розовато-серые и оранжево-желтые. Алевролиты, образующие частые прослои, темно-коричневые и кремово-розовые. Нередко наблюдается косая и горизонтальная слоистость. Содержание кварца в песчаниках 60—86 %, обломков пород до 10—15, полевого шпата до 23 %. В породах, особенно в верхней части, много гнезд каолинита.

Средний—верхний (?) рифей

Оршанская свита. Отложения оршанский свиты распространены в северо-восточной и центральной частях Беларуси и на смежных территориях Брянской,Смоленской и Калининской областей России (северо-восточная структурно-фациальная зона). В структурно-тектоническом отношении они приурочены к Оршанской впадине и Клинцовскому грабену, частично заходят на склоны Белорусской и Воронежской антеклиз, Жлобинской и Латвийской седловин.

На большей части своего развития оршанская свита трансгрессивно, с крупным перерывом и хорошо выраженным базальным горизонтом залегает на размытых до различного уровня отложениях пинской свиты, а в западной и восточной периферических зонах (Минск, Нелидово, Смоленск, Клинцы и др.) — непосредственно на кристаллическом фундаменте. На юге оршанская свита с перерывом и азимутальным несогласием перекрывается отложениями лапичской свиты верхнего рифея, на остальной территории — более молодыми отложениями венда (вильчанской или волынской серией), иногда среднедевонскими отложениями.

Зона максимальных мощностей оршанской свиты (428—620 м) проходит в меридиональном направлении по линии Могилев — Орша — Лиозно — Рудня, т. е. приурочена к осевой части Оршанской впадины.

Характерные особенности оршанский свиты: сложена литологически однообразными, почти исключительно красноцветными кварцевыми песчаниками; наличие в песчаниках характерной мелкой (точечной) вкрапленности белого каолинита; резко преобладающий оранжево-бурый, красно-бурый, кирпично-красный цвет пород; хорошая окатанность и отсортированность обломочного материала; неравномерная степень эпигенетической цементации песчаников; толща крепких, иногда сливных (кварцитовидных) песчаников с обильным регенерационным кварцевым цементом в верхней части свиты; отсутствие или незначительное содержание глинистых и алеврито-глинистых пород; кварцевый состав легкой фракции, весьма низкое содержание тяжелой фракции, в которой преобладают циркон, ильменит, турмалин, апатит; чередование в разрезе пачек песчаников с линейной крутопадающей и горизонтальной или слабонаклонной слоистостью, возможно, эолового типа.

Несколько отличный литологический состав имеет нижняя часть оршанской свиты, которая представляет ее базальный горизонт. В приосевой части Оршанской впадины мощность этой части разреза составляет 40—74 м. Она сложена разнозернистыми кварцевыми и кварцево-олигомиктовыми песчаниками. К основанию свиты песчаники становятся более грубыми, в них появляются гальки и гравий. В подошве (7—10 м) песчаники нередко переходят в гравийно-галечные конгломераты с базальным грубопесчаным цементом. Гравий и галька достигают 5—7 см и представлены жильным кварцем, кварцито-песчаниками, выветрелыми магматическими породами, хорошо окатаны, имеют удлиненно- и плоскоокруглую форму и хорошо сглаженную, нередко отшлифованную поверхность. Это типичная морская (пляжевая) галька.

В оршанской свите выделено три подтолщи: нижняя — преимущественно разнозернистых кварцевых, в основании кварцево-олигомиктовых песчаников, к подошве переходящих в базальный конгломерат; средняя — преимущественно мелкозернистых слабосцементированных и рыхлых кварцевых песчаников; верхняя — крепких, иногда сливных (кварцитовидных) среднемелкозернистых кварцевых песчаников с регенерационным кварцевым цементом.

Наиболее мощный разрез оршанской свиты (гл. 757—1377 м) вскрыт Оршанской опорной скв. 2 (д. Барздовка) (рис. 4.11). Оршанская свита залегает здесь на пинской свите и перекрывается отложениями вильчанской серии. В ней выделено три подтолщи: нижняя (1205—1377 м), средняя (980—1205) и верхняя (757—980 м).

Нижняя подтолща сложена красно-бурыми, оранжево-бурыми, преимущественно разно- и среднезернистыми, реже мелкозернистыми слабо- и среднесцементированными кварцевыми песчаниками с косой и волнисто-линзовидной слоистостью. В верхней части подтолщи (до гл. 1310—1315 м) песчаники преимущественно среднезернистые, средне-мелкозернистые, с

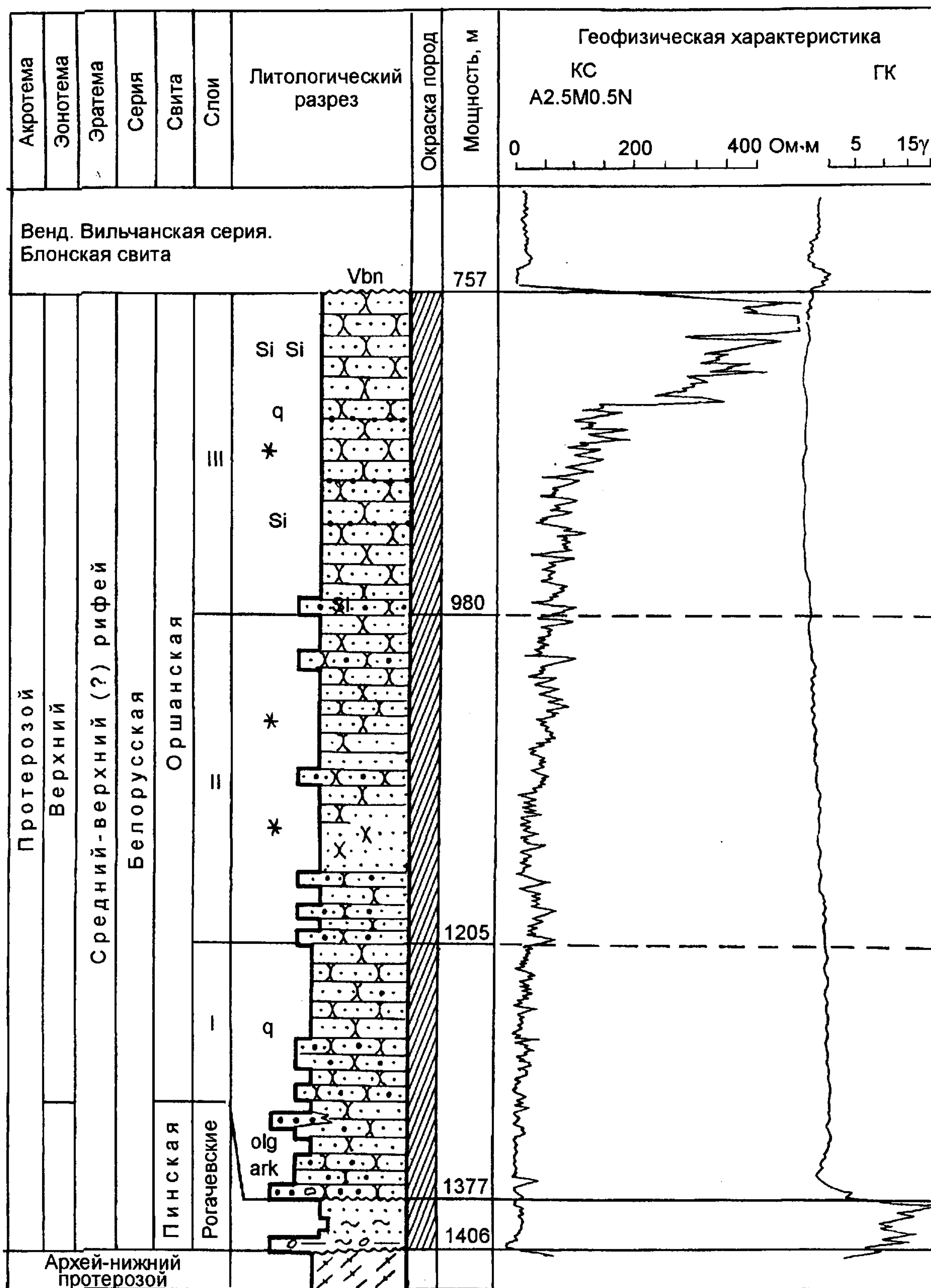


Рис. 4.11. Литолого-стратиграфический разрез в скв. Орша 2оп (д. Барздовка). Условные обозначения на рис. 4.2.

хорошо окатанными зернами кварца, некрепкие, с мелкой точечной вкрапленностью каолинита. В нижней части (1315—1371 м) песчаники более грубые, среднесцементированные, с каолиновым цементом. В основании подтолщи (1371—1377 м) выделяется базальный горизонт оршанской свиты, представленный олигомиктовыми, в подошве аркозовыми резко разнозернистыми и крупнозернистыми, прослоями гравийными песчаниками с галькой (размером до 10 см) кварца, кварцитов, кварцитовидных песчаников с апатитовым цементом.

Средняя подтолща сложена оранжево-бурыми, кирпично-красными кварцевыми песчаниками с обильной точечной вкрапленностью каолинита, с тонкой линейной и линзовидно-волнистой слоистостью. Преобладают хорошо отсортированные мелкозернистые песчаники, на отдельных интервалах разнозернистые. В верхней части (до гл. 1070 м) песчаники крепкие, с незначительным количеством регенерационного кварцевого цемента. С глубины 1070 м регенерация кварца почти не выражена и песчаники постепенно переходят в некрепкие разности со скудным железисто-глинистым цементом. Часть поровых пространств заполнена чешуйчатыми агрегатами каолинита. Хорошо окатанный обломочный материал песчаников состоит из кварца (90—95 %), кремнистых сланцев, железистых кварцитов.

Верхняя подтолща, представляющая наиболее характерную часть оршанской свиты, сложена оранжево-бурыми, кирпично-красными, розоватыми, крепкими, мелкозернистыми, прослойками алевритовыми кварцевыми песчаниками с регенерационным кварцевым цементом. Наиболее интенсивно окварцованы песчаники верхней части разреза, где они представляют собой сливные кварцитовидные разности. Обломочный материал песчаников на 95—98 % состоит из зерен и сростков зерен кварца, с примесью микрозернистых кварцитов, кремнисто-кварцевых и серицито-кварцевых пород. По всей подтолще отмечается точечная вкрапленность белого каолинита. Для песчаников характерна горизонтальная и наклонная слоистость. В песчаниках, особенно в верхней части, отмечены зияющие или частично выполненные гипсом трещины.

Оршанской опорной скв. 1 вскрыта лишь часть оршанской свиты (гл. 837—1094 м), т. е. ее верхняя, и, видимо, частично средняя подтолщи. Этот разрез, послуживший стратотипом оршанской свиты, описан в работах А.С. Махнача (1958), Е.П. Брунс (1964), В.Я. Бессоновой (1968). Вскрытая часть свиты сложена оранжево-бурыми, кирпично-красными кварцитовидными песчаниками, аналогичными песчаникам Оршанской опорной скв. 2.

В центральной части Оршанской впадины оршанская свита, пройдена на полную мощность скважинами Богушевск 1 (мощность 613 м), Богушевск 2 (553), Руднянской параметрической скв. (593 м), которые расположены недалеко друг от друга в 60—70 км севернее Орши, а также Вильчанской скв. в 80 км южнее Орши. Во всех указанных разрезах отложения оршанской свиты залегают на пинских, перекрываются в Вильчицах отложениями вильчанской серии, а в остальных разрезах — волынской серии.

В Руднянской скв. оршанская свита (841—1434 м) разделена на три литологические подтолщи: нижнюю, среднюю и верхнюю (см. рис. 4.6). Нижняя из них, в основном соответствующая базальному горизонту свиты, имеет мощность 39 м (1395—1434 м) и сложена розовато-лиловыми, лилово-серыми кварцевыми и кварцево-олигомиктовыми песчаниками. В нижней части песчаники более грубые: разнозернистые, ниже, в основном, крупнозернистые или резко разнозернистые. К подошве свиты песчаники переходят в гравийно-галечные конгломераты с базальным грубопесчаным цементом. Размер галек до 5—8 см. Гравийный материал, в основном, угловато-окатанный, галька окатанная и полуокатанная. Гравий и галька состоят из кварца, кварцитов, кварцитовидных песчаников, кремнистых пород. В составе песчаного материала, кроме преобладающего кварца, содержатся (10—30 %) обломки перечисленных пород, а в основании подтолщи — калиевые полевые шпаты (10—15 %). Верхняя часть подтолщи сложена преимущественно разнозернистыми, прослоями среднезернистыми существенно кварцевыми песчаниками. Для песчаников подтолщи характерны средняя и слабая окатанность песчаного материала, неравномерная отсортированность, обильный каолиновый цемент порового и базального типа, участками с примесью гидроокислов железа. Средняя подтолща (1160—1395 м) в основании и в верхней части сложена преимущественно мелкозернистыми кварцевыми песчаниками, в значительной средней части подтолщи переходящими в слабоуплотненные пески. Породы буровато-оранжевые, розовато-бурые, с точечной вкрапленностью белого каолинита. Верхняя подтолща (841—1160 м) сложена в нижней части (942—1160 м) средне и крепко сцементированными, преимущественно мелкозернистыми и мелко-среднезернистыми кварцевыми песчаниками с регенерационным кварцевым цементом. Верхняя часть подтолщи (841—942 м) сложена крепкими, иногда кварцитовидными песчаниками преимущественно средне-мелкозернистой структуры, прослоями с примесью крупнопесчаного материала. Окраска песчаников подтолщи оранжево-бурая, реже розовато- и красно-бурая.

Примерно такое же строение и состав, как в Орше 2 и Рудне 1, имеет оршанская свита в скв. Богушевск 2 (810—1363 м) (см. рис. 4.6, 4.10, 4.11). Здесь также выделено три подтолщи: нижняя (1295—1363 м), средняя (1070—1295), верхняя (810—1070 м). В разрезе оршанской свиты скв. Вильчицы (711—1139 м) также выделено три подтолщи: нижняя (1030—1139 м),

средняя (830—1030) и верхняя (711—830 м) (Рифей и венд ..., 1976).

К западу от зоны максимальных мощностей оршанская свита вскрыта в Городке, Минске, Городищах, Ждановичах, Смиловичах и др. Данные о них приведены в ряде работ (Махнач, 1958; Геология СССР. Т. III. Белорусская ССР, 1971; Рифей и венд ..., 1976). Отметим только весьма типичный разрез свиты, пройденный скв. Минск 4 (гл. 433—555 м, мощность 122 м). Здесь оршанская свита сложена кирпично-красными, кварцевыми песчаниками, в основном, мелкозернистыми, слабосцементированными, часто переходящими в пески, с тонкой горизонтальной и косой слоистостью. В нижней части свиты отмечены прослои разнозернистых кварцевых песчаников с зернами полевых шпатов, а в ее основании — прослои крепких пестроцветных глин.

На рис. 4.12 приведена корреляция наиболее полных разрезов нижнего—верхнего (?) рифея (Пинск 26, Слуцк 5, Червень 3, Богушевск 2, Рудня 1, Большие Бортники 2) разных структурно-фациальных зон.

Изучение литологии и строения пинской свиты показывает, что она представляет собой единую ритмично построенную толщу мощностью 350—430 м в Беларуси и до 700—900 м на Украине. В ней выделяется до 4—5 ритмопачек, соответствующих крупным циклам осадконакопления, которые коррелируются на значительной площади республики. Попытки стратиграфического расчленения пинской свиты (полесской серии на Украине) предпринимались неоднократно (Стратиграфия СССР. Верхний докембрий, 1963; Стратиграфия УССР. Т. II, 1971; Нагорный, 1990). Однако они не получили широкого признания. Это связано с отсутствием органических остатков и следов жизнедеятельности организмов в породах свиты, а также с ее весьма однородным литологическим строением по разрезу и на площади. Это не позволило до настоящего времени выделить в пинской свите более мелкие стратиграфические подразделения.

Верхний (?) рифей

Лапичская свита. Отложения свиты имеют ограниченное распространение в центральной (Осиповичи, Блонь, Смиловичи и др.) и восточной (Рогачев, Кличев, Орша и др.) частях Беларуси (рис. 4.13). Залегают на отложениях пинской и оршанской свит, а перекрываются вендскими (вильчанским, волынским) комплексами. Наиболее мощные и полные разрезы лапичской свиты пройдены скважинами на Осиповичской (мощность 46—82 м) и Блонской (13—58 м) площадях. На остальной территории (Кличев, Рогачев, Орша и др.) мощность свиты не превышает 18—25 м.

В полных разрезах лапичской свиты выделяются два седиментационных ритма с более дробным делением их на ритмопачки (две в нижнем цикле и четыре во втором). В разрезе лапичской свиты Осиповичской скв. 14 Р, который является наиболее полным, нижний ритм выделен в интервале глубин 762—783 м — ритмопачки I и II; верхний — 705—762 м (ритмопачки III, IV, V, VI) (рис. 4.14). Описание ритмопачек дается по нашим данным, изложенным в книге “Рифей и венд ...” (1976).

В ритмопачке I (774—783 м) переслаиваются между собой песчаники, песчаные и глинистые алевролиты и алевритовые глины. В нижней части преобладают песчаники, в верхней — алевролито-глинистые породы. Песчаники буровато-розовые, лиловые, разно- и мелкозернистые, в основании с базальным доломитовым, выше со смешанным доломитовым и железисто-глинистым цементом. Песчаный материал неравномерно окатан, состоит из кварца (65—70 %), калишпатов (до 25—30) и обломков пород (5—7 %). Характерные особенности алевролито-глинистых пород — их темный красно- или коричнево-бурый цвет, значительное содержание доломита. Отмечены единичные прослои до 20 см песчаного доломита пятнистой окраски.

Ритмопачка II (762—774 м) представляет собой чередование песчаников красно-бурых, полосами светло-серых, мелко- и разнозернистых, нередко алевритовых, с доломитовым, доломито-глинистым и железисто-глинистым цементом; алевролитов песчаных и глинистых, полосчато-пятнистой (бурой и серой) окраски, тонкослоистых; глины алевритовой красно-коричневой, ожелезненной (прослои до 20 см); доломитов пестроцветных (желтовато- и буровато-красных, бурых, лилово-розовых, желтых, серых), нередко с песчаным материалом, средне- и крупнозернистых, часто брекчиевидных.

Ритмопачка III (750—762 м) сложена песчаниками, в основании преимущественно разнозернистыми, олигомиктовыми (кварц 90—95 %, калишпаты и редкие обломки пород — 5—10 %), с базальным доломитовым и глинисто-доломитовым цементом, крепкими, часто с тонкой горизонтальной и полого-волнистой слоистостью. Выше песчаники преимущественно мелкозернистые, полевошпатово-кварцевые, среднесцементированные, с глинистым (с примесью доломита) цементом. Прослоями встречаются разнозернистые крепкие песчаники с базальным и вкрапленным цементом.

Ритмопачка IV (727—750 м). В ее составе преобладают светло-серые, полевошпатово-кварцевые, преимущественно мелкозернистые песчаники с редкими прослоями серых доломитов. Обломочный материал песчаников состоит из кварца (70—80 %), калишпатов (10—15 %), редких обломков кремнистых и кварцевых пород и чешуек слюды. Цемент доломитовый порового и базального типов, с примесью гидрослюдистого. Доло-

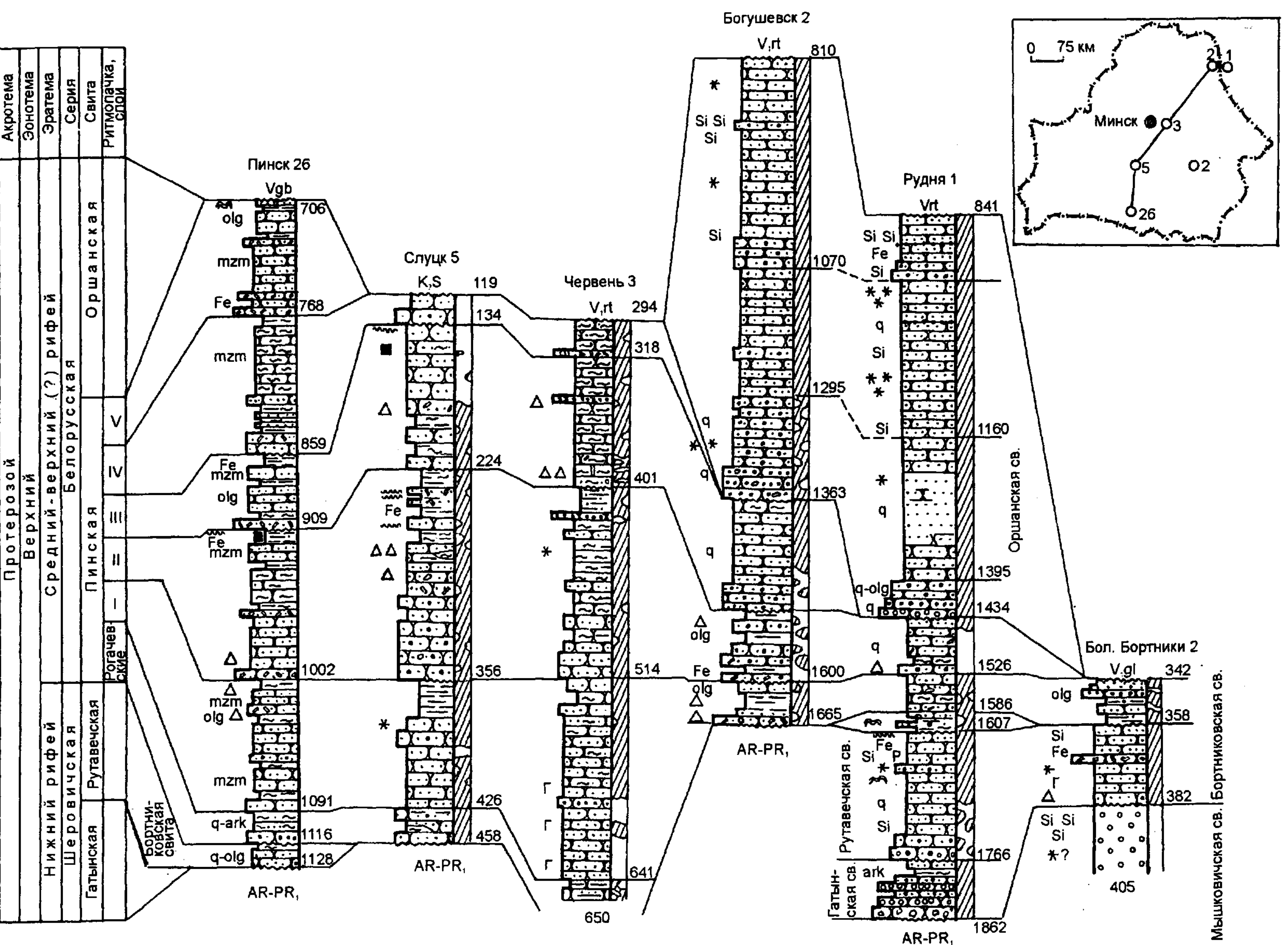


Рис. 4.12. Корреляция литолого-стратиграфических разрезов рифея. Условные обозначения на рис. 4.2.

Рис. 4.13. Геологическая карта по кровле рифея.

1 — лапичская свита верхнего рифея, 2 — оршанская свита среднего-верхнего рифея, 3 — пинская свита среднего рифея.

миты полнокристаллические, средне- и крупнозернистой структуры, с различной примесью песчаного материала.

Ритмопачка V (714—727 м) сложена песчаниками с прослоями доломитов. Песчаники лилово-бурые и лилово-серые, мелкозернистые, алевритовые, тонкослоистые, с глинисто-железистым и доломитовым цементом. Обломочный материал состоит из кварца (80—85 %), калишпатов (10—15 %), чешуек слюды и обломков пород. Доломиты, образующие частые прослои в песчаниках, красноцветные, кавернозно-брекчиевые, водорослевые.

Ритмопачка VI (705—714 м) представляет собой переслаивание алевролитов песчаных и песчано-глинистых, красноцветных и пестроцветных доломитов. Алевролиты полевошпатово-кварцевые с примесью биотита, с обломками доломитов, с глинисто-железистым цементом базального типа. Доломиты бурые, желто-бурые, лиловые, с примесью обломочного материала, часто водорослевые, брекчиевые и кавернозные, с прослоями сингенетичной доломитовой брекчии. Отмечен прослой белого, пятнами буровато-желтого, пелитоморфного окремнелого доломита.

Такое же или близкое к нему строение имеет лапичская свита и в других разрезах Осиповичской и Блонской площадей. Во всех остальных известных разрезах, где мощность свиты не превышает 25 м и где ее большая часть размыта в вильчанское время, в разрезе свиты можно условно выделить две пачки — нижнюю терригенную и верхнюю — терригенно-доломитовую,

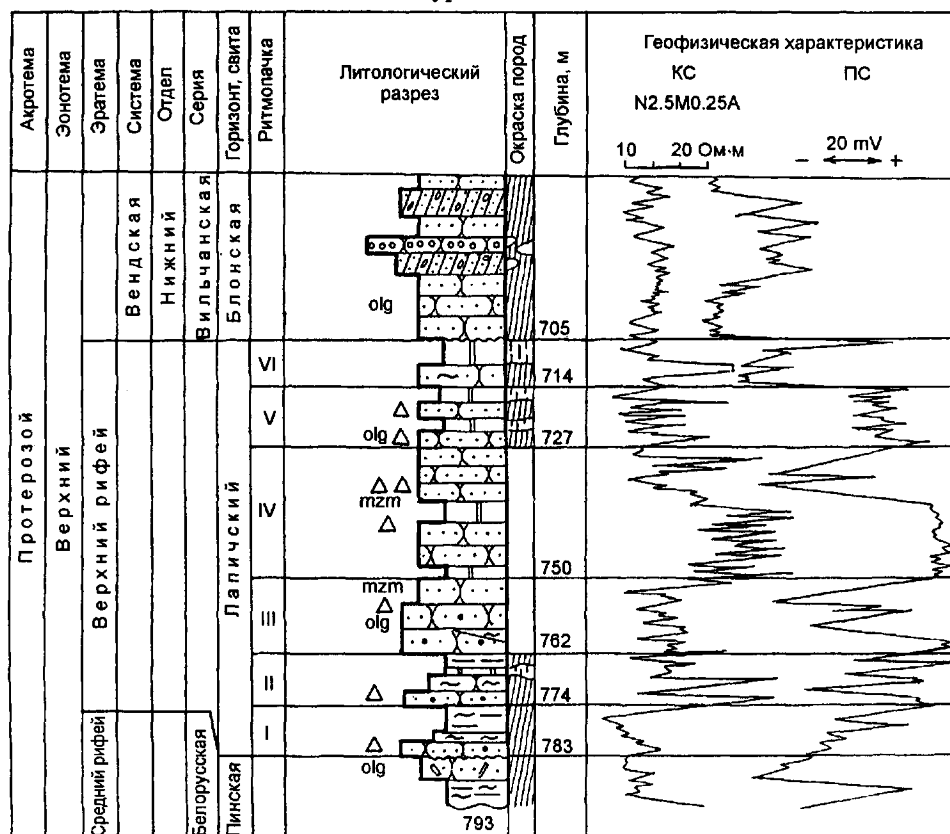


Рис. 4.14. Литолого-стратиграфический разрез верхнего рифея в скв. Осиповичи 14Р (д. Лапичи). Условные обозначения на рис. 4.2.

которые, по-видимому, соответствуют первому седиментационному циклу.

Характерные особенности лапичской свиты: частое чередование в разрезе разнообразных терригенных, терригенно-глинистых, карбонатно-терригенных и доломитовых пород, наличие прослоев сингенетичных доломитовых брекчий и кавернозно-брекчиевых и водорослевых доломитов с онколитами, катаграфиями, иногда строматолитами; преобладающая красноцветная и пестроцветная окраска пород, мезомиктовый, реже олигомиктовый состав обломочного материала; гидрослюдистый состав глинистого цемента алеврито-песчаных пород; преобладание в тяжелой фракции ставролита, турмалина, амфиболов, апатитов.

Основные типы пород лапичской свиты: песчаники, алевролиты, глины, доломиты, сингенетичные доломитовые брекчии, реже гравийно-галечные и дресвяно-щебенчатые породы. Песчаники и алевролиты, преобладающие в свите, полевошпатово-кварцевые, в единичных образцах с обломками пород (доломитов, песчаников, сланцев, гранитов). Их цемент доломитовый, глинисто-доломитовый, железисто-глинисто-доломитовый. Доломиты образуют пласты в 0,4—3 м. Выделены хемогенные и органогенные (микрофитолитовые и строматолитовые) разности. Сингенетичные брекчии сложены обломками доломитов величиной от 1—3 до 10—12 см, скрепленных кластогенным и седиментационно-доломитовым материалом.

Из доломитов лапичской свиты определены микрофитолиты IV комплекса рифея: *Vesicularites concretus Z. Zhur., V. reticulatus Nar., V. lobatus Reitl., Nubecularites abustus Z. Zhur., Ambigolamellatus horridus Z. Zhur., Volvatellazonaris Z. Zhur. Nar.*, а также *Katangasia obsoleta Narozh. f. n., Marcovella septata Narozh. f. n.*, водоросли *Renalcis belorussicus Narozh. f. n.*, строматолиты *Boxonia grumulosa Kom.* и образования группы *Glebosites* (Журавлева, Чумаков, 1968; Бессонова, Нарожных, 1970). На основании этих определений некоторые исследователи (Келлер, 1968, 1973; Постникова, 1972; Геохронология СССР. Т. I, 1973; Нарожных, 1973 и др.) рассматривают лапичскую свиту и другие сопоставляемые с ней терригенно-карбонатные толщи Русской плиты в составе венда. А.А. Клевцова относит эти толщи к среднему рифею, сопоставляя их с авзянской свитой юрматинской серии Урала. Другие исследователи (Соколов, 1971 и др.; Салоп, 1973; Рифей и венд ..., 1976) считают, что лапичскую свиту Беларуси и другие терригенно-карбонатные отложения Русской плиты такого же или близкого стратиграфического положения (верхняя часть приозерской свиты Приладожского прогиба, белынская и секретаркинская свиты пересыпкинской серии Пачелмского прогиба и Пугачевского грабена) следует относить к верхнему рифею. Обоснование этой точки зрения приведено авторами ранее (Рифей и венд ..., 1976).

Это прежде всего стратиграфическая неопределенность IV комплекса микрофитолитов, многие формы которого часто встречаются в заведомо верхнерифейских образованиях (гожанская и штандинская свиты Волго-Уральской области), изотопный возраст которых по глаукониту 820 млн лет. Более того, они встречаются как в более древних, среднерифейских образованиях (калтасинская серия, прорванная диабазами с изотопным возрастом 1013—1195 млн лет), так и в более молодых отложениях вплоть до кембрия включительно (Салоп, 1973; Вендомий ..., 1974; Соколов, 1974). В то же время они неизвестны в отложениях венда стратотипической местности.

О позднерифейском возрасте лапичской свиты свидетельствуют и изотопно-геохронологические данные по отложениям, которые по составу, стратиграфическому и структурно-тектоническому положению рассматриваются как стратиграфические аналоги лапичской свиты. Это секретаркинская свита пересыпкинской серии Пачелмского прогиба с изотопным возрастом по глаукониту 795—898 млн лет (Вендомий ..., 1974). По другим данным (Салоп, 1973), она намного древнее венда (вендомия) даже в его наиболее широком геохронологическом объеме 2570—700 млн лет (Келлер, 1973; Вендомий ..., 1974).

В пользу позднерифейского возраста свиты свидетельствует и тектонический фактор. Лапичская свита и все ее наиболее вероятные стратиграфические аналоги на Русской плите имеют локальное распространение. В отличие от вышележащих вендских отложений, которые широко выходят за пределы авлакогенов, занимая огромные территории, рассматриваемые отложения, будучи приурочены к авлакогенам, в тектоническом отношении, несомненно, более тесно связаны с нижележащим "авлакогенным рифеем", чем с трансгрессивно перекрывающим их вендом.

ВЕНД

Венд в стратиграфической схеме докембрия СССР (1990 г.) с возрастным интервалом 650±20 — 570±20 млн лет является верхним, четвертым подразделением верхнего протерозоя в ранге системы, сопоставимой с системами фанерозоя (Семихатов, Щуркин, Аксенов и др., 1991).

Венд разделяется на вильчанскую, волынскую и валдайскую серии. Вильчанская серия (блонская и глусская свиты) и волынская серия (горбашевская, ратайчицкая, лиозненская и ее аналог на юге Беларуси гирская свиты) относятся к нижнему венду (возрастной интервал 620±15 — 650±20 млн лет), валдайская серия (редкинский и котлинский горизонты) — к верхнему венду (возрастной интервал 570±20 — 620±15 млн лет), (табл. 4.2, рис. 4.15).

Таблица 4.2

Стратиграфическая схема венда Беларуси

Общая стратиграфическая шкала докембрия СССР (возрастные границы, млн лет)	Региональные стратиграфические подразделения: Комплекс	Серия	Подсерия	Горизонт	Корреляция местных стратиграфических разрезов: Северный структурно–фациальный район	Юго–западный структурно–фациальный район
					Западное крыло Московской синеклизы, Прибалтийская и Приоршанская моноклинали, Вилейский погребенный выступ, присводовая часть Белорусской антеклизы	Брестская впадина, склоны Полесской седловины, запад Припятской впадины, Бобруйский погребенный выступ, Жлобинская седловина
Фанерозой	Кембрий			Ровенский	Балтийская серия	
570±20						
Протерозой, Верхний, Венд	Вендский	Валдайская	Верхневалдайская	Котлинский	Котлинская свита 220 м	40 м
			Нижневалдайская	Редкинский	Редкинская свита 50–130 м	Гирская свита 110 м; Видиборская свита 80 м
		Волынская		Лапландский	Лиозненская свита 30–50 м	
					Ратайчицкая свита 30–80 м	Ратайчицкая свита 200–340 м 570–680 м
						Горбашевская свита до 30 м
		Вильчанская			Глусская свита 305 м	до 200 м
					Блонская свита до 240 м	?
650+680±20						
Рифей						

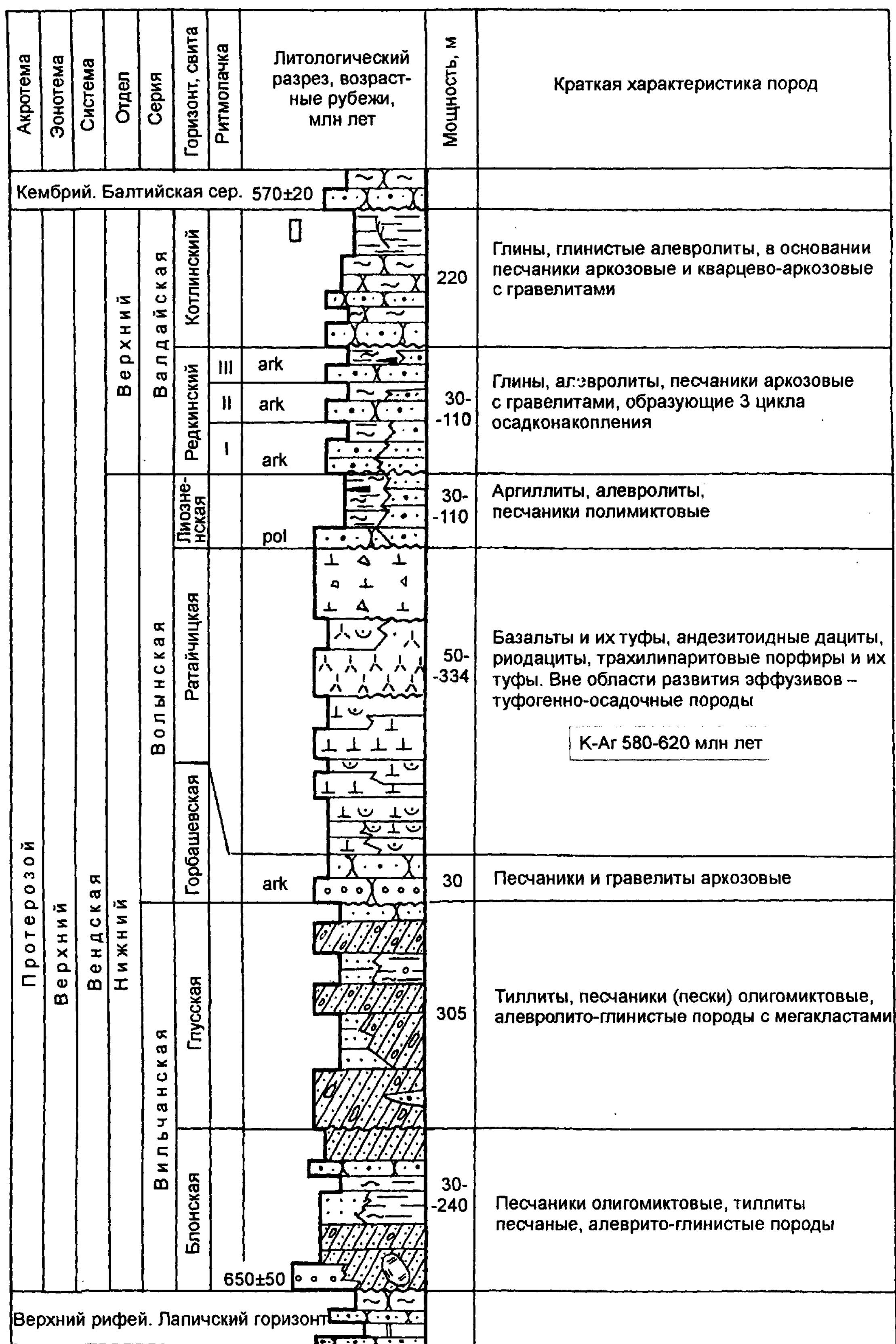


Рис. 4.15. Сводный литолого-стратиграфический разрез венда Беларуси. Условные обозначения на рис. 4.2.

Отложения вендского комплекса залегают между рифеем и нижним кембрием, представлены осадочными (морскими, континентальными, ледниковыми), вулканогенными и вулканогенно-осадочными породами, которые распространены почти на всей территории Беларуси, занимая около 80 % ее площади. Их мощность колеблется от первых десятков метров до 550—570 м, а в сводном разрезе превышает 1500 м.

Вильчанская серия

Отложения вильчанской серии повсеместно распространены в восточной и центральной частях Беларуси (рис. 4.16), где образуют покров площадью более 70 тыс. км^2. На востоке и северо-востоке заходят на смежные территории Брянской, Смоленской и Калининской областей России. На юге Беларуси отложения серии развиты в виде небольших, изолированных участков, сохранившихся от размыва. Аналоги вильчанской серии установлены (Веретенников и др., 1972) и в ряде разрезов верхнего протерозоя Волыни.

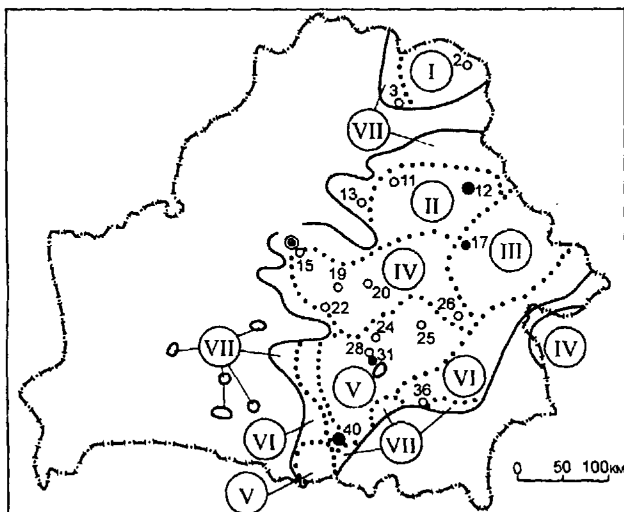


Рис. 4.16. Структурно-фациальное районирование территории Беларуси в вильчанское время раннего венда.

I—VII — литологические поля. Остальные условные обозначения на рис. 4.2.

Отложения вильчанской серии приурочены, в основном, к рифейскому Волыно-Оршанскому авлакогену и наложенным на него более поздним структурам (северо-западной части Припятского прогиба, Жлобинской седловине, склонам Бобовнянского и Микашевичско-Житковичского выступов) , заходят на склоны Белорусской и Воронежской антеклиз.

Извилистый контур современного распространения отложений вильчанской серии и его приуроченность к зонам сочленения тектонических структур с различными амплитудами и знаком вертикальных движений свидетельствуют о том, что этот контур эрозионный. Отложения серии первоначально имели более широкое распространение. О существенном влиянии более поздней тектоники на распространение, мощности и характер современной границы отложений вильчанской серии свидетельствуют и резкие колебания глубин ее залегания. В частности, глубина залегания кровли вильчанской серии колеблется в Оршанской впадине от 200 до 965 м, в Припятском прогибе — от 1616 до 4300, на Волыни — от 264 до 2560 м, в пределах положительных структур — от нескольких десятков до 100—300 м.

Серия представляет собой толщу обломочных пород мощностью в сотни метров, в которой чередуются между собой преобладающие в разрезе тиллиты (древние погребенные морены), песчаники и пески, тонкослоистые глинисто-алевритовые породы и глины. Типичные тиллиты — это несортированные, массивные глинисто-алеврито-песчаные породы с беспорядочно рассеянным в них грубообломочным материалом различной размерности: от мелкого гравия до крупных валунов. Песчаники и пески олигомиктовые, разнообразные по структуре и степени сортировки, часто косослоистые. Наиболее характерные особенности алевролито-глинистых пород и глин — тонкая ритмичная слоистость ленточного типа и нередко наличие в них рассеянных мегакластов (гравия, гальки, мелких валунов, скоплений грубого песка), "запечатанных" между слойками. Встречаются и более однородные, а также различные по структуре песчано-алевритовые и алеврито-глинистые породы.

Распространение отложений вильчанской серии на большой площади в виде обширного почти сплошного покрова, значительные мощности и характерные особенности строения ее разрезов, ассоциация тиллитов, глин и разнообразных песчано-алевритовых и алевролито-глинистых пород, в которых обнаружены многочисленные признаки их ледникового происхождения, позволяют рассматривать вильчанскую серию как покровно-ледниковую формацию (Бессонова, Веретенников, 1966; Веретенников, 1968 и др.).

Вильчанская серия на большей площади своего распространения с крупным стратиграфическим перерывом залегает на оршанской или пинской свитах рифея, а на небольшой площади в центральной и восточной частях Беларуси — на терригенно-доломитовых породах лапичской свиты; перекрывается с размывом отложениями волынской серии: на юге и юго-западе Беларуси и на Волыни песчаниками горбачевской свиты, на остальной территории ратайчицкой свитой или более молодыми отложениями от среднего девона до неогена включительно.

Одна из характерных особенностей вильчанской серии — изменчивость строения разрезов при относительной выдержанности состава и других литологических особенностей основных типов слагающих ее

пород. По типам разрезов выделяется 7 литолого-фациальных полей (см. рис. 4.16). Подавляющее число разрезов независимо от строения, мощности и тектонического положения сложено одними и теми же породами: тиллитами, олигомиктовыми песчаниками (песками) и алеврито-глинистыми породами. Лишь неполные и эпигенетически сокращенные разрезы краевой зоны представлены иногда не тремя, а двумя или даже одним из перечисленных типов пород. В таких разрезах иногда отсутствует и наиболее характерный тип пород — тиллиты. На большей части территории распространения отложений вильчанской серии тиллиты образуют в разрезах от одной до 4—5 пачек или горизонтов мощностью от нескольких до 40—60, а иногда до 120—150 м каждая, которые чередуются примерно с такими или несколько меньшими по мощности пачками песчаных и алеврито-глинистых пород.

В южной части Оршанской впадины и на склонах Жлобинской седловины, где вскрыты наиболее мощные (360—472 м) и, видимо, самые полные разрезы вильчанской серии, она разделена на две литологически различные толщи. Нижняя из них — блонская свита (Бессонова, 1968; Бессонова, Чумаков, 1969; Махнач, Бессонова, Веретенников, 1970) имеет локальное распространение. Верхняя толща — глусская свита представляет собой большую, наиболее типичную и широко распространенную часть разреза вильчанской серии. За стратотип глусской свиты принят разрез скв. Глуск 371 мощностью 177 м (описан в 1962 г. А.С. Махначом); неостратотип — разрез скв. Глуск Р 1, гл. 2216—2558 м (Махнач, Шкуратов, Веретенников, 1980).

Блонская свита. Распространена на сравнительно небольшой площади в районе Осиповичей, Блони, Пуховичей. Для нее характерны резкие колебания мощностей даже на небольших участках. Так, на Осиповичской площади ее мощность колеблется от 29 до 218 м, на Блонской — от 190 до 250 м. На юг, запад и север от района Осиповичей — Блони мощность блонской свиты уменьшается и она выклинивается. В разрезах других участков мощность свиты колеблется от 10 до 149 м. Залегают они на терригенно-доломитовых отложениях лапичской свиты, перекрываются тиллитами глусской свиты.

Блонская свита сложена слабоглинистыми, преимущественно мелкозернистыми кварцево-полевошпатовыми песчаниками, в которых часто, хотя и в небольшом количестве, встречаются обломки пород, аналогичные содержащимся в типичных тиллитах. В нижней части свиты много псефитового материала, иногда встречаются валуны гранитоидных и других пород. Отложения блонской свиты представляют собой песчаные тиллиты.

Блонская свита или по крайней мере ее верхняя часть представляет собой наиболее древние горизонты ледниковой формации, для которых характерно прерывистое, локальное распространение, а своеобразные, нетипичные блонские песчаные тиллиты — это нижние локальные морены, которые выполняют отрицательные формы предвильчанского рельефа. Такие морены состоят, в основном, из местного материала, захваченного (ассимилированного) ледником из подстилающих отложений и лишь слабо "разбавленного" материалом более дальней транспортировки. На большей части площади распространения блонской свиты такими подстилающими отложениями были некрепкие мелкозернистые песчаники пинской свиты, которые при разрушении их ледником могли дать лишь песчаную морену с очень малым количеством грубообломочного и глинистого материала. Аналогичными особенностями отличаются наиболее древние локальные морены антропогеновой ледниковой формации Беларуси (Матвеев, 1966).

Наиболее мощные (до 160—210 м) разрезы блонской свиты пройдены на Блонской и Осиповичской площадях. Анализ каротажных диаграмм, изучение фрагментарного керна и шлама показывают, что большая часть разреза свиты здесь сложена литологически однообразными красноцветными, в различной степени глинистыми, слабосцементированными песчаными породами (рыхлыми песчаниками, песками, песчаными тиллитами) олигомиктового и существенно кварцевого состава, с редкими прослоями и маломощными пачками глинистых пород и валунно-галечных конгломератов.

В разрезах блонской свиты выделяется различное количество более мелких подразделений (подтолщ, ритмопачек и др.), которые даже в соседних скважинах на одной и той же площади (например, Осиповичской или Блонской) не коррелируются между собой.

Один из типичных разрезов блонской свиты Блонской площади вскрыт скв. Блонь 1 (рис. 4.17). Блонские отложения в нем имеют мощность 210 м (гл. 462—672 м), залегают на лапичской свите, перекрываются отложениями глусской свиты. В их составе выделено три подтолщи, включающие пять ритмопачек. Нижняя подтолща (одна ритмопачка) залегает на глубине 615—672 м, средняя (две ритмопачки) — 510—615, верхняя (две ритмопачки) — 462—510 м.

На Осиповичской площади мощность отложений блонской свиты увеличивается с юга — юго-запада (27—77 м) на север — северо-восток (164—218 м). В полных разрезах установлено три подтолщи, в каждой из которых можно выделить от одной до трех ритмопачек. Мощность нижней подтолщи 22—81 м, средней — 53—86, верхней — 53—82 м.

Наиболее мощный разрез блонской свиты (218 м) на Осиповичской площади вскрыт скв. 14 Р (рис. 4.18). В этом разрезе выделено три подтолщи. Нижняя из них (гл. 626—705 м) состоит из трех пачек. Нижняя пачка (гл. 680—705 м), песчано-тиллитовая — наиболее выдержанная. В нижней части (мощность

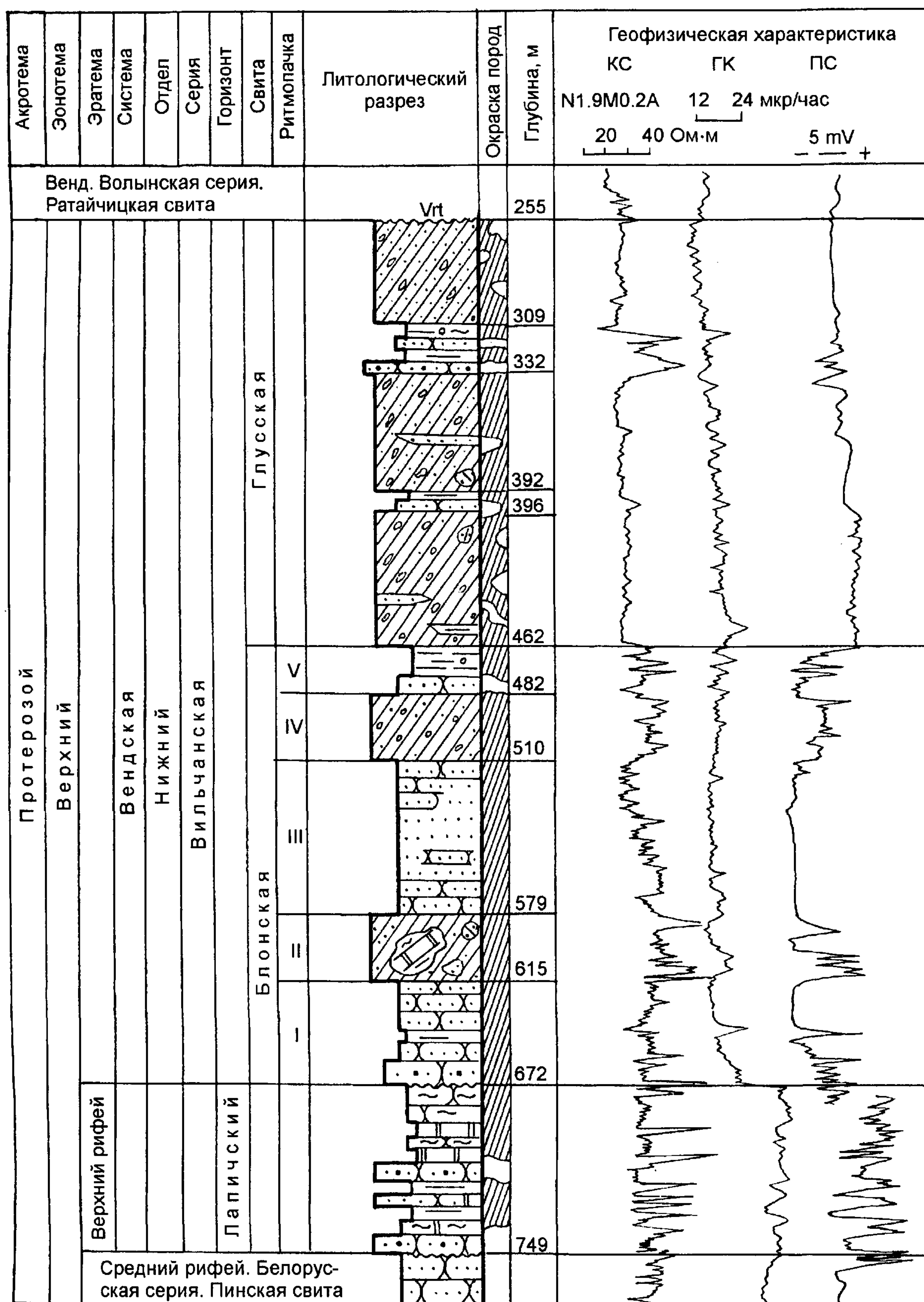


Рис. 4.17. Литолого-стратиграфический разрез вильчанской серии в скв. Блонь 1. Условные обозначения на рис. 4.2.

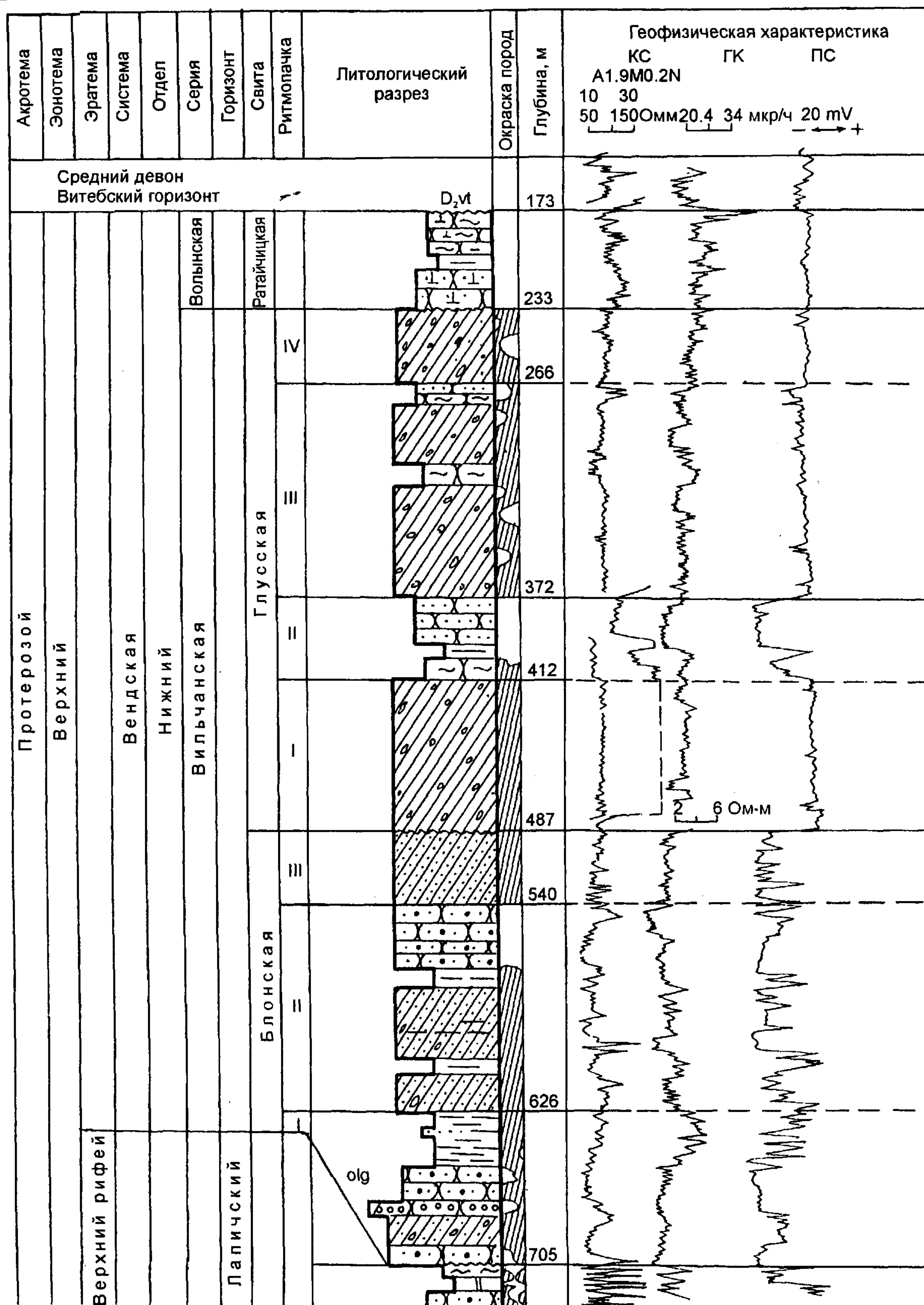


Рис. 4.18. Литолого-стратиграфический разрез вильчанской серии в скв. Осиповичи 14Р (д. Лапичи). Условные обозначения на рис. 4.2.

10 м) она сложена песчаниками, в верхней (15 м) — песчаными тиллитами. Средняя пачка (28 м) представлена песчаниками с прослоями конгломератов, верхняя (26 м) — в нижней части песчаниками и глинами; в верхней — алеврито-глинистыми породами и глинами. Средняя подтолща (гл. 540—626 м) представляет чередование пачек тиллитов и разделяющих их пачек песчаников и песков, верхняя (487—540 м) сложена, в основном, песчаными породами, в основании глинистыми и глинисто-алевритовыми.

Песчаники блонской свиты Осиповичской скв. 14Р красноцветные, средне- и мелкозернистые, иногда крупнозернистые и гравийные, олигомиктовые и существенно кварцевые, слабосцементированные, с железисто-глинистым цементом. В обломочной части кварц (80—90 %), калишпаты (5—10), обломки пород (5—10 %) — граниты, гнейсы, кварциты, доломиты и др. Тиллиты красно-бурые, песчаные. В их псефитовой части — обломки песчаников оршанской свиты, песчано-доломитовых пород лапичской свиты, реже магматических и метаморфических пород. Песчаный материал мелко- и среднезернистый. В его составе кварц (80—85 %), калишпаты (до 10 %), обломки пород.

В других районах Беларуси мощность блонской свиты значительно меньшая, чем в Осиповичах и Блони: Кличев (скв. 1) — 149 м (гл. 347—496 м), Рогачев (скв. 1) — 70 (569—639), Орша (скв. 2 оп.) —74 м (683—757 м) и др. Характеристика блонских отложений этих районов приведена в книге "Рифей и венд ..." (1976). За пределами Беларуси блонская свита выделена в разрезах скважин Клинцы 5008 (гл. 575—666 м) и Стругова Буда 3345 (гл. 570—580 м).

Глусская свита. Наиболее мощные (170—303 м) и полные разрезы глусской свиты вскрыты в южной части Оршанской впадины и на северном склоне Жлобинской седловины. В разрезах Вильчиц и Рогачева тиллиты образуют 3—4 пачки мощностью 26—64 м каждая, которые чередуются с примерно такими же или несколько меньшими по мощности пачками песчаников, алеврито-глинистых пород и глин. Разрезы свиты в районе Осиповичей — Блони сложены, в основном (на 75—90 %), тиллитами. Песчаники и алеврито-глинистые породы слагают здесь лишь маломощные прослои, линзы, а иногда пачки до 10—40 м, благодаря которым, а также по литологическим особенностям самих тиллитов в разрезах можно выделить три, а иногда лишь две тиллитовые пачки. Большая нижняя часть разреза этого типа почти нацело сложена тиллитами, которые образуют однородную толщу мощностью от 70 до 220 м.

В районе Глуска — Старых Дорог мощность глусской свиты достигает до 150—200 м. Здесь в одних разрезах тиллиты разделены слоями и пачками песчаных и песчано-алевритовых пород, в других образуют литологически почти однородные разрезы.

На запад и северо-запад от зоны максимальных мощностей мощность глусской свиты быстро уменьшается. Так, в районе Смиловичей — Пуховичей она колеблется в пределах 25—130 м. Существенное или преобладающее значение в сложении ее разрезов имеют алеврито-глинистые породы и глины ленточной текстуры с рассеянными мегакластами. Тиллиты образуют здесь от одной до трех маломощных пачек. Южная периферическая зона (северная часть Припятского прогиба, северный склон Микашевичско-Житковичского массива) характеризуется сокращенными (27—90 м) разрезами глусской свиты. В западной периферической зоне (восточный и юго-восточный склоны Белорусской антеклизы, скважины в Минске, Городище 19, Хотляны 30 и др.) тиллиты в разрезах глусской свиты не встречены. Эти разрезы, мощностью до 20—25 м, сложены песчаниками и алеврито-глинистыми породами.

В центральной и северо-восточной частях Оршанской впадины (восточные и северо-восточные районы Беларуси и смежные области России, скважины Орша 1 и 2, Межа, Городок, Смоленск, Летцы) глусская свита, несмотря на значительные колебания мощностей и некоторую изменчивость строения разрезов, сохраняет свои основные литологические особенности: она сложена чередующимися пачками тиллитов, песчаных и алеврито-глинистых пород, по составу и структурно-текстурным признакам аналогичных этим же породам других районов.

На склонах Белорусской и Воронежской антеклиз, т.е. в периферической зоне области распространения глусской свиты, а также на локальных положительных структурах Оршанской впадины мощность отложений глусской свиты резко уменьшается вплоть до полного их выклинивания (скважины Богушевск 1 и 2, Рудня, Лепель). В разрезах этой зоны, сложенных в основном песчаными породами, тиллиты отсутствуют (скважины Чашники, Шумилино, Летцы, Рославль).

В Клинцовском прогибе большая, верхняя часть глусской свиты, мощность которой здесь достигает 108—115 м, сложена песчаными тиллитами с небольшим содержанием обломков пород, с редкими прослоями песчаников. В нижней части — песчаники однородные или переслаивающиеся с алеврито-глинистыми породами.

На южном склоне Белорусской антеклизы и на Волыни, т. е. за пределами основной области распространения отложений глусской свиты, сохранившиеся в виде изолированных участков породы, представлены, в основном, песчаниками и алеврито-глинистыми породами (скважины Клецк 2 С, Слоним 16, Рафаловка 411, 231 и др.). Лишь на юге Волыни (скважины Новый Витков 3, Кременец 1, Броды 1) встречены типичные тиллиты. Мощность отложений здесь колеблется от первых метров до 25—40 м.

Наиболее мощный (гл. 408—711 м) и хорошо изученный разрез глусской свиты вскрыт скв. Вильчицы Могилевского р-на (рис. 4.19). Этот разрез, хорошо охарактеризованный керном, послужил стратотипом вильчанской серии (первоначально свиты). В нем наиболее четко выявляются характерные черты строения и литологические особенности вильчанской серии как покровно-ледниковой формации, хотя она представлена здесь лишь верхней, глусской свитой. Породы свиты залегают на крепких окварцованных песчаниках оршанской свиты, перекрываются туфогенно-осадочными породами ратайчицкой свиты. Строение и литологический состав свиты детально описан нами ранее (Рифей и венд ..., 1976). Здесь приведем только некоторые обобщающие данные. В составе свиты выделено 7 тиллитовых и нетиллитовых пачек пород.

Подтиллитовая пачка (700—711 м). В нижней части (6 м) сложена буровато-розовыми, розовато-серыми, пятнами светло-серыми, разнозернистыми некрепкими песчаниками и песками олигомиктового состава. В верхней части пачки (5 м) переслаиваются между собой слюдистые алевролиты и плохо отсортированные алеврито-глинистые песчаники красно-бурого цвета.

Нижняя тиллитовая пачка (657—700 м). Сложена тиллитами красно-бурыми, полосами и пятнами светло-серыми, плотными, глинисто-алеврито-песчаными, с прослоями и линзами (от нескольких сантиметров до 2—3 м) мелко- и разнозернистых песчаников и глинистых алевролитов.

Первая межтиллитовая пачка (599—657 м). Сложена в нижней части (39 м) олигомиктовыми и существенно кварцевыми слабосцементированными песчаниками и песками, мелко- и среднезернистыми, кирпично-красными и красно-бурыми, с точечной вкрапленностью каолинита, с глинисто-железистым цементом. В верхней части пачки (19 м) — чередующиеся между собой слои слабосцементированных песчаников и песков в тонкослоистых, реже массивных песчаных и алеврито-глинистых пород.

Средняя тиллитовая пачка (535—599 м). Сложена тиллитами с прослоями и линзами, мощностью до 2—4 м, песков, песчано-алеврито-глинистых и глинистых пород, которые разделяют пачку на четыре тиллитовые подпачки. В тиллитах много грубообломочного материала, особенно обломков и валунов кварцитовидных песчаников и доломитов.

Вторая межтиллитовая пачка (472—535 м). Сложена в нижней части (52 м) светло-серыми и розово-серыми полевошпатово-кварцевыми рыхлыми песчаниками и песками мелкозернистой, среднезернистой, в отдельных прослоях разнозернистой структуры, с точечной вкрапленностью каолинита, в верхней (11 м) — ритмично переслаивающимися глинистыми алевролитами с тонкими прослоями мелкозернистых песчаников и глины.

Верхняя тиллитовая пачка (445—472 м). Сложена тиллитами красно-бурыми, полосами и пятнами серыми, с вкрапленностью белого каолинита, плотными, массивными, иногда неясно слоистыми, обогащенными алевритовым и глинистым материалом, с прослоями и линзами алеврито-глинистых и песчаных пород.

Надтиллитовая пачка (408—445 м). Слабосцементированные песчаники и пески чередуются с глинисто-алевритовыми породами. Пески и песчаники светло-серые, средне- и мелкозернистые, кварцево-полевошпатовые. Глинисто-алевритовые породы пестроцветные (в основном красно-бурые), с редкими мелкогалечно-гравийными обломками гранитов и кварцитов, с тонкой горизонтальной, нередко ленточной слоистостью.

Таким образом, глусская свита в вильчанском разрезе состоит из трех тиллитовых пачек мощностью 43, 64, 27 м, которые разделены пачками (58 и 63 м) обычных обломочных пород, а также подстилаются и перекрываются ими. Мощность подстилающей пачки 11 м, перекрывающей — 37 м. В сложении нетиллитовых пачек преобладают хорошо отмытые от глинистого материала олигомиктовые, некрепкие, рыхлые песчаники и пески, прослоями и пятнами более крепкие, с пойкилитовым гипсовым цементом. Подчиненное значение имеют тонкослоистые алеврито-глинистые породы и неслоистые, плохо отсортированные глинистые алевролиты и песчаники. Глинисто-алевритовые отложения тонкослоистые, нередко ленточные, с мегакластами различных пород. В тиллитах преобладает псефитовый и псаммитовый материал, в меньшем количестве содержатся алевритовые и глинистые фракции. Минеральный состав обломочных пород преимущественно кварцевый (75—80 %), есть калишпаты (10—15 %), много обломков пород — доломитов, кварцитов, песчаников, гранитов, гнейсов и др. Тиллиты составляют 40 % разреза свиты, песчаники — 46, алеврито-глинистые породы — 9 %.

Разрез глусской свиты скв. Рогачев 1 (гл. 294—569 м), сходный по строению с вильчанским, отличается от него тем, что выделяемые в нем 4 тиллитовые пачки литологически менее однородны, так как содержат слои песчаных и алеврито-глинистых пород мощностью до 2—10 м, которые вместе с более мощными межтиллитовыми пачками (21, 53, 11 м) разделяют тиллитовые пачки на разобщенные в разрезе горизонты. Тиллиты слагают 44 % разреза, а вместе с заключенными в них слоями других пород — 56, песчаники — 30—35, глинистые алевролиты и глины — 20—25 % разреза. Глусская свита залегает здесь на блонской свите и перекрывается среднедевонскими отложениями. Тиллиты рогачевского типа по окраске, структурным особенностям и составу мелкообломочного и глинистого материала аналогичны вильчанским. Они часто содержат крупные (в керне до 40 см) обломки пород, среди которых, как и в более мелких фракциях псефитового материала, преоб-

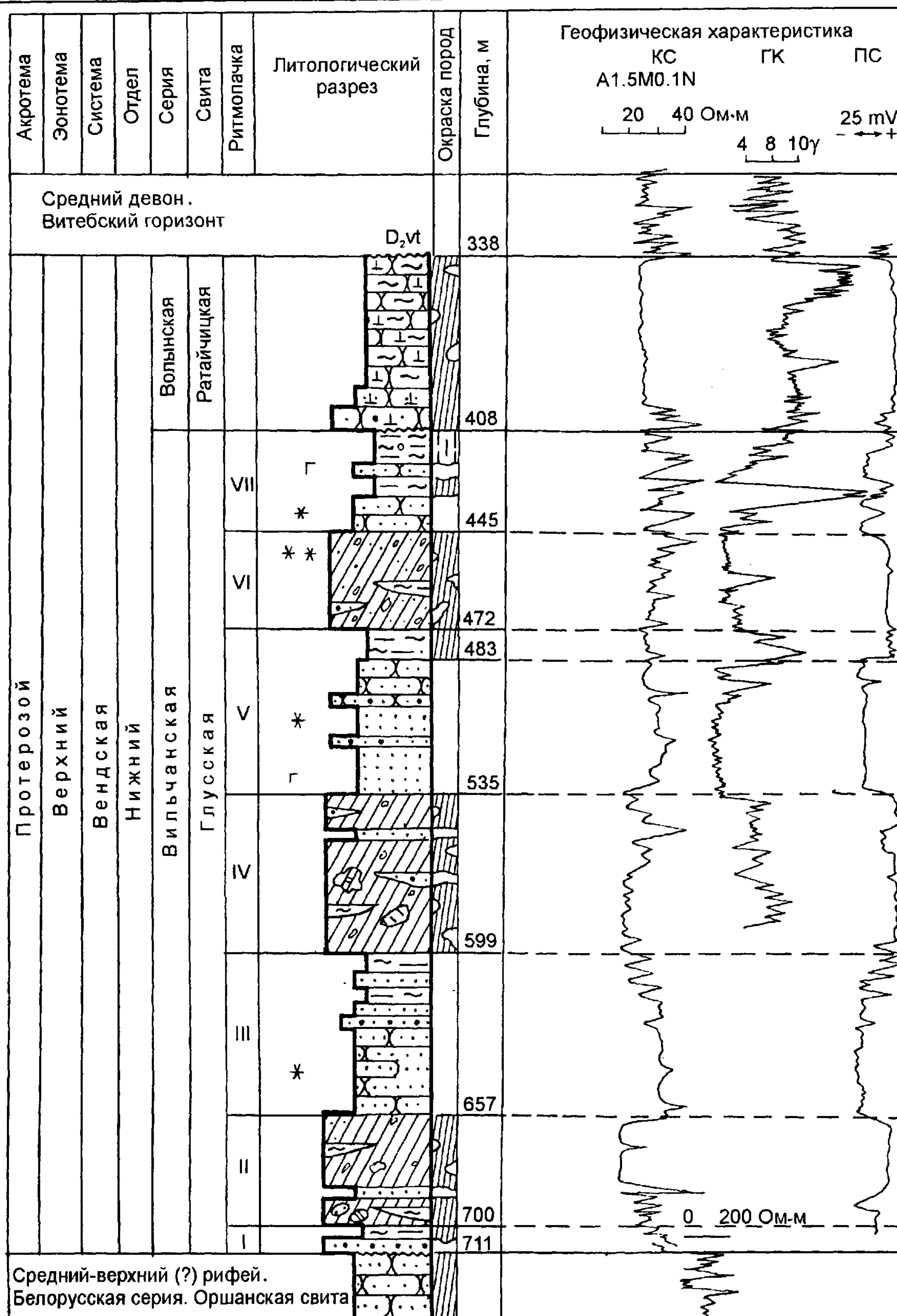


Рис. 4.19. Литолого-стратиграфический разрез глусской свиты вильчанской серии в скв. Вильчицы 1. Условные обозначения на рис. 4.2.

ладают песчаники оршанской свиты. Песчаные породы, слагающие слои и маломощные (2—12 м) пачки, представлены, в основном, мелкозернистыми алевритовыми, нередко глинистыми полевошпатово-кварцевыми песчаниками, иногда более грубыми, средне- и мелкозернистыми, с гипсовым цементом.

На Осиповичской и Блонской площадях глусская свита вскрыта многочисленными скважинами. Несмотря на различие в мощностях (Осиповичская площадь — 233—304 м, Блонская — 70—227 м), разрезы обоих участков имеют сходное строение. Тиллиты, на долю которых приходится 75—90 % разреза, образуют три, а в неполных разрезах, возможно, две пачки, которые разделены пластом мощностью 10—40 м песчаников и алевролито-глинистых пород. Между первой, наиболее мощной, и второй (в отдельных разрезах выклинивающейся) пачкой тиллитов межтиллитовый пласт часто отсутствует, и они, сливаясь в разрезе, образуют почти однородную тиллитовую толщу мощностью до 200—220 м, в которой лишь по каротажу намечается 4—6 сходных тиллитовых пачек. Отличительной особенностью более мощных разрезов Осиповичской площади является то, что наиболее мощная здесь (120—180 м) нижняя тиллитовая пачка сложена сероцветными тиллитами, в то время как в блонских разрезах преобладает красноцветная окраска по всему разрезу.

В одном из наиболее мощных (284 м) разрезов скв. Лапичи Р1 Осиповичской площади глусская свита (гл. 245—529 м) имеет следующее строение: нижняя пачка сероцветных тиллитов (347—529 м), средняя тиллитовая пачка (284—347), межтиллитовая пачка (274—284), верхняя тиллитовая пачка (245—274 м). Аналогичное строение имеют и и другие разрезы Осиповичской площади — скважины 10 (рис. 4.20), 5Р и др., несколько различаясь лишь общей мощностью свиты (233—304 м), а также по мощностям тиллитовых и межтиллитовых пачек.

На Блонской площади один из наиболее мощных разрезов глусской свиты (207 м) вскрыт скв. Р1. В нем выделяются: нижняя тиллитовая пачка (гл. 396—462 м), межтиллитовый слой (392—396), средняя тиллитовая пачка (332—392), межтиллитовый слой (309—332), верхняя тиллитовая пачка (255—309 м). Как видно, в данном разрезе глусской свиты выделены три близкие по мощности (66, 60, 54) тиллитовые пачки, один литологически пестрый межтиллитовый слой (23 м) и песчаный слой (4 м), разделяющий первый и второй тиллиты. Каждая из тиллитовых пачек разделяется по каротажу на две тиллитовые подпачки. Нижние из них сложены более плотными глинистыми тиллитами, верхние — менее глинистыми. Сходное строение имеют разрезы свиты в других скважинах Блонской площади.

В зоне сочленения Бобовнянского выступа и Жлобинской седловины отложения глусской свиты пройдены на полную мощность лишь в районе Глуска (скважины 340 и 371) и Старых Дорог (скв. 10), где она составляет 150—180 м. В сложении этих разрезов преобладают типичные тиллиты, образующие мощные монотонные пачки. Песчаные и алеврито-глинистые породы в них встречаются в виде редких маломощных прослоев. Тиллиты глусских разрезов представляют собой красно-бурые, полосами и пятнами зеленовато-серые породы с несортированным обломочным материалом, с большим содержанием обломков кварцитовидных песчаников, гранитоидных, кремнистых и других пород. Алеврито-песчаный материал тиллитов представлен кварцем (75—80 %) и полевыми шпатами. Песчаники и алеврито-песчаные породы по составу и структурно-текстурным особенностям аналогичны таким же породам Осиповичских разрезов. В разрезах, перекрытых наровскими отложениями среднего девона, на тиллитах сохранилась древняя кора выветривания.

Глусская свита в северной части Припятского прогиба (скважины Виша 1Р, Октябрьские 2Р, 4Р и др.) и на северном склоне Микашевичско-Житковичского выступа (скв. 384) сложена, в основном, тиллитами с прослоями и линзами песчаников, алевролитов и глин. Эти разрезы сходны с глусскими, хотя мощность их значительно меньшая (27—82 м).

Юго-восточнее Минска, в районе Смиловичей и Дукоры, отложения глусской свиты пройдены многими скважинами. Для нее характерны большие колебания мощностей (20—110 м) и резкая изменчивость в строении разрезов. Однако и здесь, как и в других районах, в сложении свиты принимают участие три основных типа пород: тиллиты, пески и песчаники, алеврито-глинистые породы. Тиллиты, слагающие 17—86 % разреза, образуют одну—три пачки мощностью от 3—5 до 40 м каждая. В ряде скважин, расположенных на участках с наименьшими глубинами залегания кристаллического фундамента, тиллиты в разрезах отсутствуют (скважины Пуховичские 1Р, 2Р, 3Р) и глусская свита здесь сложена лишь песчаниками и алеврито-глинистыми породами. Мощность безтиллитовых разрезов не превышает 20—40 м. Однако, наиболее характерная особенность разрезов района — значительное развитие алеврито-глинистых пород (районы Дукоры и Смиловичей — до 60 %, Пуховичей — 5—20 %).

В западной в юго-восточной периферических зонах области распространения ледниковой формации (Минск, Хотляны, Клецк, Барановичи, Слоним и др.) глусская свита имеет небольшую мощность (20—25 м). Тиллиты в ней содержатся в незначительном количестве или вовсе отсутствуют. Здесь установлены два основных типа пород: слабосцементированные, преимущественно разнозернистые полевошпатово-кварцевые песчаники и пески, тонкослоистые алеврито-глинистые породы, часто с ленточной текстурой и рассеянными в

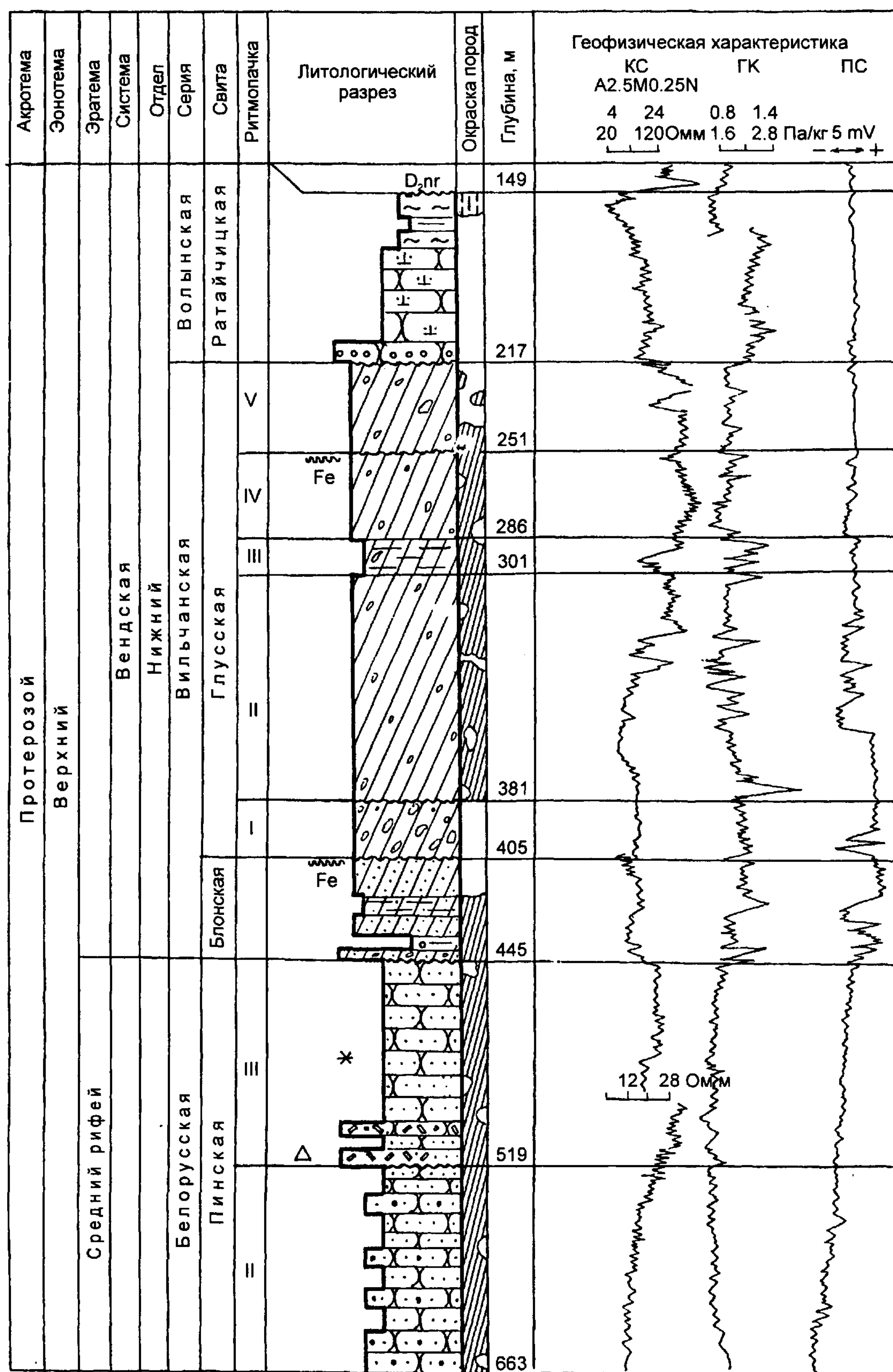


Рис. 4.20. Литолого-стратиграфический разрез вильчанской серии в скв. Осиповичи 10 (д. Мышевичи). Условные обозначения на рис. 4.2.

них мегакластами: гальками, гравием, песчано-гравийными скоплениями. В наиболее изученном разрезе скв. Хотляны 30 (мощность 21 м) выделяются две пачки: нижняя — алеврито-глинистая и верхняя — песчаная. Разрезы этого района характеризуют латеральную зону покровно-ледниковой формации, где развиты преимущественно перигляциальные и межледниковые фации, представленные песчаными и алеврито-глинистыми отложениями. Собственно ледниковые отложения (тиллиты) имеют здесь незначительные мощности и спорадическое развитие.

На северо-востоке Беларуси и на смежной территории Смоленской области, т. е. в центральной части Оршанской впадины, отложения глусской свиты имеют почти повсеместное распространение, вскрыты скважинами в районах Орши, Витебска, Городка, Смоленска. Лишь на небольшом участке на северо-востоке впадины (скважины Рудня, Богушевск 1 и 2) они отсутствуют. Мощность свиты колеблется от 0 до 173 м.

В скв. Орша 2 опорная глусская свита пройдена в интервале 633—683 м (мощность 50 м), залегает на блонской свите, перекрывается ратайчицкой свитой и сложена, в основном, глинисто-алевритовыми породами. Подчиненное значение имеют тиллиты, которые образуют две маломощные пачки, и песчаники, развитые преимущественно в верхней части разреза (Рифей и венд ..., 1976).

Волынская серия

Отложения волынской серии распространены почти на всей территории Беларуси. Их максимальные мощности (до 300—350 м) известны на юго-западе республики (Подлясско-Брестская впадина, Полесская седловина), на остальной территории не превышают 100 м. Волынская серия залегает на отложениях вильчанской серии венда, белорусской серии рифея или на образованиях кристаллического фундамента, перекрывается отложениями валдайской серии или более молодыми. В составе серии выделено три свиты (снизу вверх): горбашевская, ратайчицкая и лиозненская (гирская), (рис. 4.21).

Горбашевская свита. Отложения свиты распространены преимущественно на северо-западе Украины (Волынь) и на юго-западе Беларуси (Подлясско-Брестская впадина, Полесская седловина). В более северных районах они выделены только в нескольких разрезах. Мощность свиты колеблется от 6 до 33 м. Сложена разно- и крупнозернистыми аркозовыми песчаниками с прослоями гравелитов, мелкогалечно-гравийных конгломератов, реже глинистых алевролитов. Для пород свиты характерна преимущественно красноцветная (рыжевато-бурая, коричневая, лилово-бурая) окраска и значительное содержание обломков темно-серого и желтого кварца.

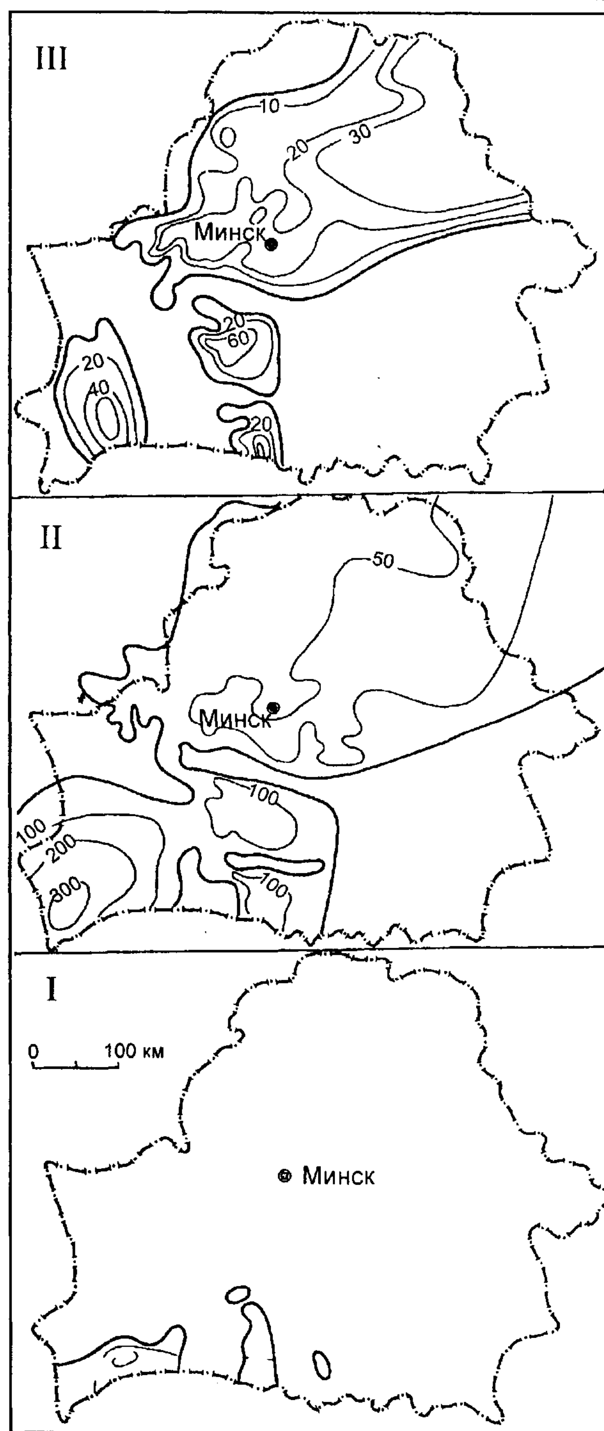


Рис. 4.21. Распространение горбашевской (I), ратайчицкой (II) и лиозненской (гирской) (III) свит волынской серии венда. Условные обозначения на рис. 4.2.

В юго-западной части Подлясско-Брестской впадины и на Ратновском выступе горбашевская свита вскрывается рядом скважин, залегает на отложениях пинской свиты или на кристаллическом фундаменте, перекрывается породами ратайчицкой свиты, имеет мощность 10—30 м. В скв. 19К (гл. 675—690 м) она

сложена песчаными гравелитами (80—90 %) с прослоями разнозернистых песчаников и мелкогалечных гравийных конгломератов. В скв. Брест 6К (д. Гирск Кобринского р-на) свита (гл. 610—640 м) представляет собой пачку бурых резко разнозернистых аркозовых песчаников с мелкой галькой и гравием, с прослоями песчаных гравелитов (рис. 4.22).

На Полесской седловине горбачевская свита вскрыта скважинами в Мотоле, Достоеве, Броднице, Малой Плотнице и других пунктах. Здесь она залегает на породах пинской свиты, перекрывается кайнозойскими отложениями, имеет мощность 18—21 м и представлена песчаниками серыми с зеленоватым и желтоватым оттенком и красноцветными, разно- и крупнозернистыми, аркозовыми, рыхлыми, сильно выветрелыми, часто с гравием и слабоокатанной галькой желтого и темно-серого кварца и полевых шпатов величиной до 3—4 см, с прослоями гравелита и конгломерата.

В районе Столина горбашевская свита, пройденная рядом скважин, залегает на пинской свите, перекрывается ратайчицкой, имеет мощность 7—29 м. В разрезах Житковичей, Турова, Слонима горбашевская свита имеет мощность 6—16 м. Структура, текстура и состав отложений такие же, как и в других районах. На западном периклинальном замыкании Припятского прогиба горбашевская свита вскрыта скв. Пинск 26 (г. Лунинец Брестской обл.). Она залегает на отложениях пинской свиты под ратайчицкой свитой (гл. 699—706 м). Сложена песчаниками коричневыми с охристым оттенком, разно- и крупнозернистыми, с прослоями гравелитов, полевошпатово-кварцевыми, слюдистыми, с железисто-глинистым цементом (Махнач и др., 1995).

Ратайчицкая свита представляет собой толщу вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород, которая сформировалась в результате вулканической деятельности волынского времени, наиболее интенсивно проявившейся на западной окраине Русской плиты (Беларусь, Украина, Польша). На территории Беларуси вулканогенные породы ратайчицкой свиты распространены почти повсеместно. Максимальные мощности свиты характерны для Подлясско-Брестской впадины (до 200—329 м), южного опущенного крыла Ратновского выступа и Полесской седловины. На остальной площади их мощность составляет около 100 м. Выделено четыре типа разрезов ратайчицкой свиты, характеризующие четыре структурно-фациальные зоны: юго-западную (Подлясско-Брестская впадина), южную (Полесская седловина и северо-запад Припятского прогиба), северо-восточную (Оршанская впадина) и северо-западную (свод Белорусской антеклизы и Вилейский погребенный выступ) (рис. 4.23). Разрезы первого типа сложены эффузивными породами и туфами, второго — вулканическими туфами и туффитами, третьего — пирокласто-осадочными (туфогенными и осадочно-терригенными или алеврито-глинистыми), четвертого — грубыми пирокласто-осадочными породами и лахарами.

Разрезы, сложенные эффузивными породами и их туфами (юго-западная структурно-фациальная зона), известны в юго-западной части Беларуси, на северо-западе Украины и юго-востоке Польши. В них чередуются покровы и потоки эффузивных пород и пачки (толщи) крупно- и грубозернистых туфов. Среди эффузивов преобладают основные (базальты, долериты и др.), встречаются средние (андезиты, дациты и др.) и кислые (липариты и др.) породы.

В сводном разрезе свиты Подлясско-Брестской впадины выделено три толщи: основных эффузивных пород и туфов; средних и кислых эффузивных пород и туфов; основных эффузивных пород и туфов. Вулканиты нижней толщи развиты на всей территории Подлясско-Брестской впадины и частично заходят в пределы смежных структур. Ее максимальные мощности 200—230 м в скв. Брест 22К (д. Ольховка Малоритского р-на).

Вторая толща развита в центральной части Подлясско-Брестской впадины, вырисовывая геологическое тело древнего вулкана. Ее максимальная мощность 103 м в скв. 3К (Жабинка). Эффузивные породы и туфы третьей толщи образуют два изолированных участка: на северо-западе Подлясско-Брестской впадины и на Ратновском выступе. Наиболее существенная граница внутри ратайчицкой свиты между второй и третьей толщами. Основные вулканиты третьей толщи залегают на размытой поверхности кислых эффузивных пород и туфов второй толщи. Максимальная мощность ее 91 м в скв. Брест 27К (д. Дешевичи Каменецкого р-на).

В северо-западной и центральной частях Подлясско-Брестской впадины ратайчицкая свита полностью пройдена скважинами Брест 1 (Скверики), 1К, 12К, 25К, 27К, 3К, 6К, Кустинской опорной, 7К, 19К и др. Ее стратотип — разрез скв. 12К (д. Ратайчицы) (Махнач, Веретенников, 1970; Рифей и венд ..., 1976).

В разрезе ратайчицкой свиты скв. Брест 12К (д. Ратайчицы, гл. 1375—1602 м) представлены все три толщи (рис. 4.24): основных эффузивных пород и туфов (1467—1602 м), средних и кислых эффузивных пород и туфов (1403—1467), основных эффузивных пород и туфов (1375—1403 м). Выделяется шесть потоков эффузивных пород мощностью от 6 до 31 м и пять пачек вулканических туфов от 2 до 35 м. Эффузивные породы слагают 64 % разреза, пирокластические — 36 %.

Нижняя толща свиты (*основных эффузивных пород и туфов*) имеет следующее строение:

1564—1602 м — вулканические туфы и туффиты красноцветные, разнозернистые, псаммитовые, реже мелкопсефитовые, литокластические, изредка лито- и витрокластические;

1534—1564 м — эффузивные породы основного состава, представляющие собой единый базальтовый покров зонального строения;

Акротема | Зонотема | Система | Отдел | Серия | Горизонт | Свита | Ритмопачка | Литологический разрез | Окраска пород | Мощность, м | Геофизическая характеристика

КС A2.5M0.5N 0 200 Ом·м

ГК 8 16γ

Нижний кембрий. Балтийская серия. Є₁b

277, 300, 409, 610, 640, 739, 833, 842

Протерозой, Верхний, Вендская, Верхний, Нижний, Валдайская, Волынская, Котлинский, Гирская, Ратайчицкая, Горбашевская

Белорусская, Пинская, Рогачевские

Fe, П, Si-x, П, А, А, Fe, II, I

500 1000 Ом·м

4 8 Ом·м

Архей-нижний протерозой

Рис. 4.22. Литолого-стратиграфический разрез рифея и венда в скв. Брест 6К (д. Гирск). Условные обозначения на рис. 4.2.

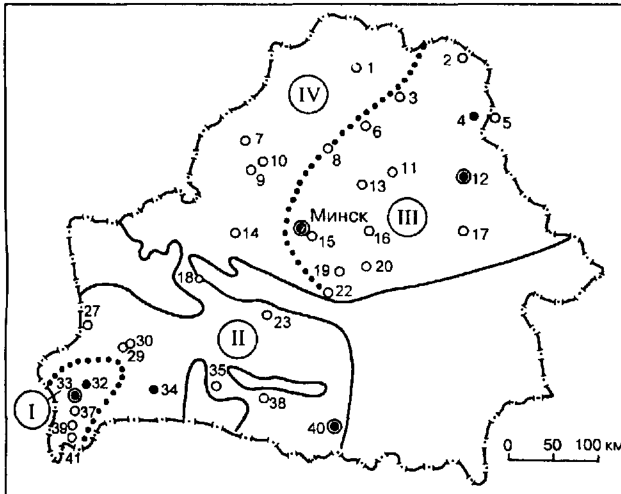


Рис. 4.23. Структурно-фациальное районирование территории Беларуси в ратайчицкое время.

I—IV — литолого-стратиграфические поля седиментации. Условные обозначения на рис. 4.2.

1532—1534 м — сильноизмененные базальты с прослоями вулканических туфов;

1512—1532 м — эффузивные породы основного состава. Покров состоит из двух потоков: нижнего (14 м) и верхнего (6 м);

1494—1512 м — вулканические туфы псаммитовые и псефитовые (с величиной обломков до 5 см), темно-серые, основного, реже смешанного состава;

1467—1494 м — эффузивные породы основного состава — единый базальтовый покров зонального строения.

Базальты внутренних частей потоков нижней толщи наиболее свежие, хорошо раскристаллизованы. Их основная масса сложена лейстами плагиоклазов, зернами моноклинного пироксена, магнетита и титаномагнетита. Часто встречаются палагонит, анальцим, хлорит. В верхней и нижней частях потоков — измененные и миндалекаменные базальты, с бурым стекловатым мезостазисом. Миндалины выполнены хлоритом, халцедоном, кварцем. Туфы толщи сложены обломками стекла, базальтов, часто миндалекаменных и гиалобазальтов, сапонита и хлорита, иногда стекла и пород небазальтовых вулканитов. Есть примесь терригенного материала (кварц, полевые шпаты). В цементе — хлорит, вулканический материал, анальцим, сапонит, вторичный кварц и халцедон.

Толща средних и кислых (андезито-дацитовых и липаритовых) *пород и их туфов* (1403—1467 м) состоит из пачки эффузивных пород и пачки туфов.

Пачка эффузивных пород (1423—1467 м) сложена андезитовыми, андезито-дацитовыми порфиритами, дацитовыми порфирами и дацитами. Основная масса сложена кислым стеклом, в различной степени раскристаллизованным, с лейстами альбитизированного плагиоклаза. В породе много порфировых вкрапленников (до 1—4 мм) андезина и кислого лабрадора. В нижней части пачки породы более основные (до андезитобазальтов), сильноизмененные, миндалекаменные.

Пачка вулканических туфов (1403—1423 м) сложена андезито-дацитовыми и смешанными пестроцветными туфами витро-литокластическими и витрокластическими псаммо-псефитовой, псаммитовой, реже алевритовой структуры. Они состоят из обломков небазальтовых пород, вулканического стекла среднего и кислого состава. Пепловые частицы характерной оскольчато-рогульчатой формы. Некоторые разности туфов сильно окремнелые.

Верхняя толща основных вулканитов (1375—1403 м) состоит из двух покровов эффузивных пород и разделяющей их маломощной пачки туфов. Нижний покров эффузивных пород (мощность 6 м) представлен базальтовыми порфиритами зеленовато-серыми и красноцветными, в различной степени измененными, особенно в нижней и верхней частях покрова. Пачка туфов (4 м) сложена пестроцветными псаммитовыми и псефитовыми, изредка пелито-алевритовыми витрокластическими туфами основного состава. Верхний покров основных эффузивных пород (18 м) представлен одним базальтовым потоком.

Изотопный возраст базальтов с гл. 1389 м — 580 млн лет, с гл. 1516—1518 м — 660 млн лет (определения K-Ar методом М.А. Гаррис и Д.В. Постникова, г. Уфа, Башкир. научн. центр РАН, Институт геологии).

В Кустинской опорной скважине ратайчицкая свита мощностью 232 м вскрыта на глубине 1335—1567 м. Она залегает на кристаллическом фундаменте и перекрывается валдайской серией. Верхняя толща основных эффузивных пород здесь размыта. От нее сохранились лишь нижние 5 м, сложенные сильновыветрелыми базальтами, превращенными в железисто-глинистую кору выветривания. В разрезе выделяются: 1) толща андезитовых и андезит-дацитовых порфиритов (гл. 1340—1397 м) со слоем (мощность 3 м) вулканических брекчий в кровле; 2) толща основных эффузивных пород и их туфов (1397—1512); 3) туфогенная толща (1512—1567 м). Толща основных эффузивных пород состоит из 5 потоков базальтовых порфиритов, базальтов и палагонитово-долеритовых базальтов мощностью от 13 до 28 м, разделенных туфовыми прослоями мощностью 5—11 м. Туфогенная толща сложена витро-литокластическими и литокластическими туфами смешанного или андезит-дацитового состава с прослоями туффитов и туфоконгломератов (Синичка и др., 1970).

В скв. Брест 1 (Скверики) в ратайчицкой свите (гл. 1081—1410 м) выделяются (сверху вниз): 1) пачка лапиллиево-бомбовых туфов кислого состава (мощность

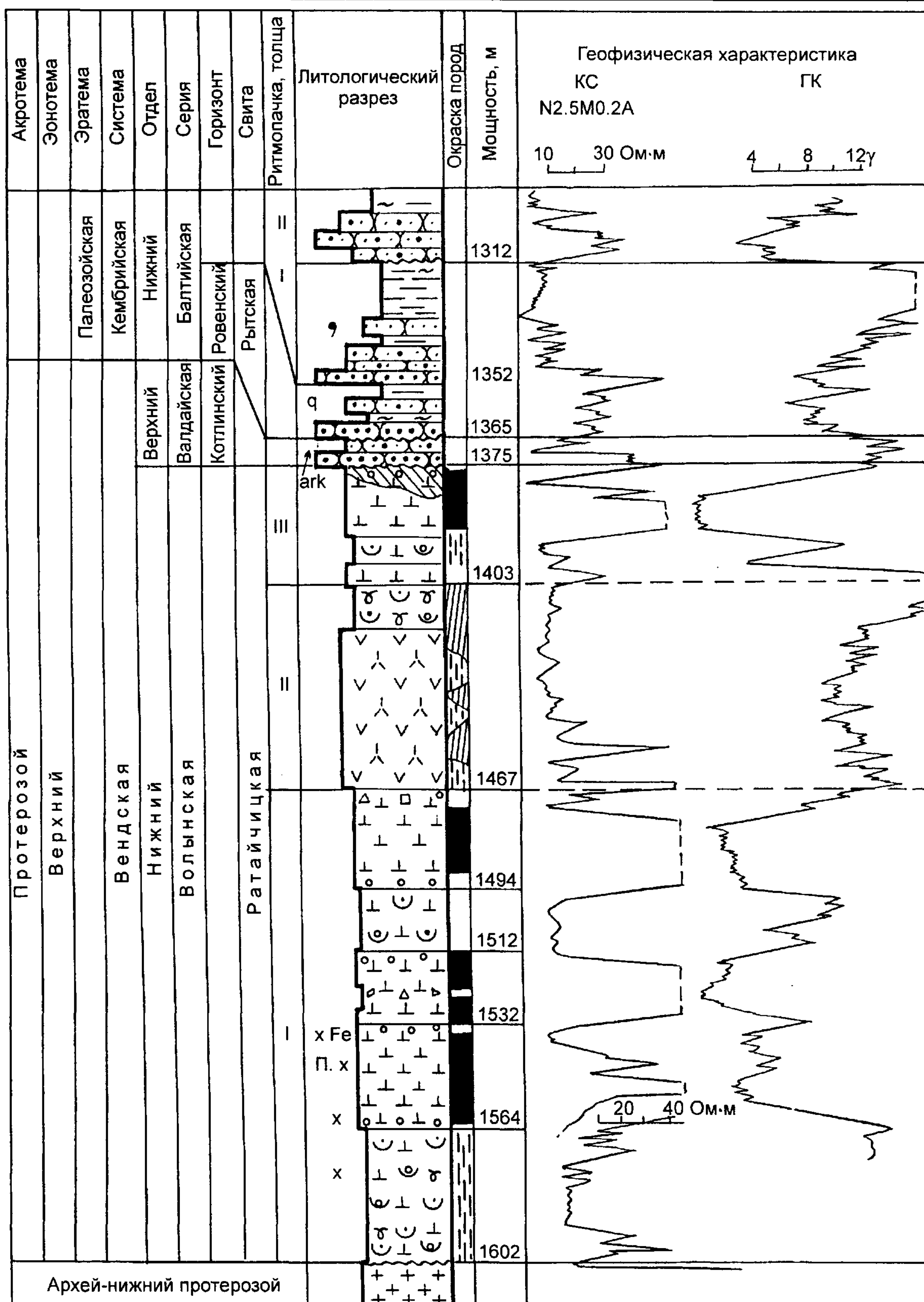


Рис. 4.24. Литолого-стратиграфический резрез ратайчицкой свиты в скв. Брест 12К (д. Ратайчицы). Условные обозначения на рис. 4.2.

27 м); 2) толща трахидацитов (49 м), отделенная пачкой (3 м) лапиллиево-бомбовых туфов от 3) верхнего покрова базальтов (1160—1278 м), который состоит из 5 потоков базальтов (их мощность 13, 4, 23, 19 и 30 м), разделенных лавобрекчиями, лавами, игнимбритами и агломератовыми туфами; 4) пачка базальтовых туфов псаммитовой с лапиллями и бомбами и пелитовой структуры (10 м); 5) нижний базальтовый покров (25 м); 6) пачка псефитовых и алевритовых базальтовых туфов (97 м) (рис. 4.25).

На южном опущенном крыле Ратновского выступа на юго-западе Беларуси в разрезе ратайчицкой свиты скв. 19К (гл. 341—675 м) выделены те же три толщи, что и в наиболее полных разрезах Подлясско-Брестской впадины.

Нижняя толща основных эффузивных пород и их туфов (гл. 434—675 м) состоит из двух покровов эффузивов и двух пачек туфов: первый покров эффузивных пород (645—675 м) сложен базальтами, базальтовыми порфиритами и лавобрекчиями в верхней части; пачка туфов (550—645 м), которая сложена преимущественно красноцветными и пестроцветными псаммитовыми разностями основного состава с большим содержанием гидроокислов железа, хлорита, анальцима, цеолитов, халцедона, кальцита; второй покров эффузивных пород (508—550 м) сложен базальтами, долеритобазальтами, долеритами, базальтовыми порфиритами, базальтовыми лавами; пачка туфов (434—508 м) красно-бурых и буровато-серых, псаммитовых и псаммоалевритовых, лито-витрокластических и витрокластических с анальцимовым и хлорит-цеолитовым цементом.

Вторая толща — небазальтовых вулканитов (гл. 423—434 м) представлена пачкой туфов кислого состава.

В третьей толще основных эффузивных пород и туфов (гл. 340—423 м) выделено шесть (снизу вверх) лавовых потоков, разделенных пачками лавобрекчий, агломератовых или псаммо-псефитовых туфов основного состава: пестроцветные туфоконгломераты (мощность 3 м); туфы псаммитовые и псефито-псаммитовые, лито-витрокластические, смешанного состава, с частыми прослоями туфоконгломератов и алевритовых витрокластических туфов (4 м); базальтовые лавобрекчии (4 м); агломератовые туфы, состоящие из лапиллей, вулканических бомб и обломков базальтов, с псефито-псаммитовым пирокластическим цементом основного состава (12 м); базальты темно-серые, в кровле и подошве — афанитовые базальты и миндалекаменные базальтовые порфириты (12 м); базальтовые лавобрекчии (3 м); долериты и базальты (16 м); базальтовые лавобрекчии (3 м); базальты темно-серые миндалекаменные (6 м); базальтовые туфы, витро-литокластические псефито-псаммитовые (3 м); базальты и базальтовые порфириты (8 м); базальтовые лавобрекчии (3 м); базальты сильно выветрелые (4 м).

В северном направлении к южному склону Белорусской антеклизы по профилю скважин 12К — 27К — Волковыск 1 — Волковыск 32 мощности ратайчицкой свиты уменьшаются до первых десятков метров. В разрезе прослеживается лишь нижняя постепенно выклинивающаяся толща основных эффузивных и туфогенных пород. Количество базальтовых потоков уменьшается до 4—1.

В скв. Брест 27К (д. Дешевичи) под отложениями валдайской серии в разрезе ратайчицкой свиты (гл. 994—1230 м) выделяются: 1) покров базальтов (994—1085), состоящий из трех потоков (мощность 30, 19 и 11), разделенных лавобрекчиями; 2) пачка туфов основного состава (1085—1130); 3) поток базальтов (1130—1158); 4) пачка туфов (1158—1172); 5) поток базальтов (1172—1210); 6) пачка туфов (1210—1230 м).

В скв. Волковыск 1 (д. Малые Красники) под отложениями лиозненской (гирской) свиты в вулканогенной толще ратайчицкой свиты (гл. 662—798 м) отмечается два потока базальтов. Здесь выделяются (сверху вниз): 1) пачка пепловых туфов с лапиллями и мелкими бомбами пузыристой лавы основного состава; 2) поток довольно однородных базальтов с маломощным слоем лавобрекчий в кровле; 3) пачка крупнопсаммитовых туфов, туфоконгломератов, туфопесчаников со слоем агломерата из вулканических бомб, измененных миндалекаменных базальтов, обломков пузыристой лавы и спекшихся корок лав (игнимбритов); 4) поток относительно свежих базальтов (22 м); 5) пачка переслаивания туффитов, туфопесчаников и туфогравелитов (24 м), залегающих на породах кристаллического фундамента.

На южном склоне Белорусской антеклизы в скв. Волковыск 32 (д. Якушовка Свислочского р-на) вулканогенная толща ратайчицкой свиты (гл. 472—528 м) залегает под отложениями гирской свиты и содержит один поток базальтов. В разрезе свиты выделены (сверху вниз): 1) пачка алевро-пелитовых туфов основного состава (мощность 12 м); 2) покров базальтов (10); 3) пачка псефито-псаммитовых туфов и туфоконгломератов смешанного состава с обломками базальтов, андезитов, кварцевых порфиров и др. (10), базальтовых туфов (18) и туфобрекчий (6), залегающих на кристаллическом фундаменте (34 м).

В скв. 1К (г. Высокое) западнее скв. 12К мощность ратайчицкой свиты уменьшается до 157 м (гл. 1243—1400 м). Она залегает на кристаллическом фундаменте, перекрывается валдайской серией и представлена лишь нижней толщей эффузивных пород и туфов основного состава, состоящей из двух потоков базальтов и трех пачек туфов. По субширотному профилю с запада на восток в направлении к Полесской седлови-

Акротема
Эонотема
Эратема
Система
Отдел
Серия
Горизонт
Свита
Литологический разрез
Окраска пород
Глубина, м
Геофизическая характеристика
КС
А2.5М0.25К
20 100 Ом·м
ГК
0.8 1.6Па/кГ
ПС
5mV
\- +
Палеозой
Кембрий
Нижний
Балтийская
Ровенский
€,1n
1014
1031
Протерозой
Верхний
Венд
Нижний
Валдайская
Котлинский
1081
Волынская
Ратайчицкая
1108
1157
Х
1184
1207
Х
1248
1278
П
1288
ХЦ
1313
1410
Архей-нижний протерозой

Рис. 4.25. Литолого-стратиграфический разрез ратайчицкой свиты в скв. Скверики 1С. Условные обозначения на рис. 4.2.

не мощность свиты уменьшается и объем ее сокращается как за счет выклинивания, так и вследствие постседиментационного размыва. В разрезах сохраняется два нижних покрова эффузивных пород основного состава из нескольких (до 2—3) потоков, разделенных лавобрекчиями, и 2 пачек туфов. Лишь в скважинах 3К и 4К вскрывается средняя толща эффузивных пород и в скв. 6К — пачка туфов смешанного состава.

В скв. 3К (г.п. Жабинка) отложения ратайчицкой свиты мощностью 277 м (гл. 987—1264 м) залегают на кристаллическом фундаменте, перекрываются гирской (лиозненской) свитой. Свита состоит из средней толщи эффузивных пород среднего и кислого состава (дациты, трахилипариты и липариты, 987—1090 м) и нижней толщи основных эффузивных пород и их туфов (1090—1264 м). Последняя содержит два покрова базальтов мощностью 73 и 20 м, разделяющих и подстилающих пачки туфов и туффитов.

Скв. 4К (г. Кобрин) вскрыта верхняя часть ратайчицкой свиты (гл. 568—651 м), соответствующая верхам средней толщи. В ней выделяются пачка туфов среднего состава (568—592 м) и толща андезито-дацитовых и риодацитовых эффузивных пород (592—651 м).

В скв. 6К (д. Гирск Кобринского р-на) под гирской свитой на горбашевских отложениях залегает ратайчицкая свита (гл. 409—610 м). Она представлена пачкой псефито-псаммитовых туфов (409—440 м) и нижней толщей вулканогенных пород основного состава (440—610 м). Нижняя толща содержит 2 покрова эффузивных пород. Верхний из них состоит из хорошо раскристаллизованных палагонитовых долерито-базальтов и долеритов, вверх и вниз по разрезу переходящих в миндалекаменные измененные афанитовые базальты, базальтовые порфириты, гиалобазальты со слоем лавобрекчии в кровле (мощность 5 м). Нижний покров (501—540 м) состоит из трех потоков базальтов (их мощность 10, 8 и 10 м), разделенных слоями лавобрекчий мощностью в 2 и 6 м. Покровы эффузивных пород разделены (485—501 м) и подстилаются (540—610 м) пачками базальтовых псаммитовых и псефито-псаммитовых витрокластических туфов с обильным порово-базальным цементом из анальцима и вторичных глинистых минералов группы монтмориллонита—сапонита.

Восточнее, на западном склоне Полесской седловины вскрывается лишь нижняя вулканогенная толща с одним базальтовым покровом из 3 потоков. Так, в скв. Дрогичин 53 (д. Семеновцы) ратайчицкая свита мощностью 191 м, залегающая на пинской под отложениями верхнего мела, состоит из туфов, туфогравелитов и туфоконгломератов (гл. 145—188 м), одного покрова базальтов (188—251 м) из трех потоков (мощность 12, 14, 19 м), разделенных лавобрекчиями и туфобрекчиями (7 и 14 м), и пачки псаммитовых туфов (гл. 251—336 м), переслаивающихся с разнозернистыми, глинистыми гравийными туфопесчаниками.

В пределах Полесской седловины от размыва сохранилась лишь нижняя часть нижнего покрова базальтов. Об эрозионном характере границы распространения волынской серии на западном склоне Полесской седловины свидетельствуют ее извилистые контуры, а также сохранившиеся от размыва изолированные останцы вулканогенных пород в поле развития подстилающих пород пинской свиты среднего рифея.

В скв. Пинск 30 (д. Лыща Пинского р-на) в ратайчицкой свите (гл. 63—123 м) под отложениями мела вскрывается фрагмент (мощность 4 м) нижнего покрова базальтов и толща туфов, туффитов и глинистых конгломератов в ее основании (гл. 67—123 м).

Разрезы, сложенные преимущественно туфами и туффитами, известны в южной структурно-фациальной зоне. В центральной и южной частях Беларуси ратайчицкая свита сложена преимущественно вулканическими туфами основного состава и туффитами с прослоями осадочных пород. Многочисленные разрезы этого типа изучены в районах Столина, Барановичей, Клецка, Слонима, Житковичей, Турова, Старобина, Минска, Узды, Пуховичей, Дукоры, Осиповичей и др. (Махнач, 1958; Махнач, Веретенников, 1970; Рифей и венд ..., 1976 и др.).

На юго-восточном склоне Полесской седловины в зоне ее сочленения с Туровской депрессией и Украинским щитом (район Столина) отложения ратайчицкой свиты залегают на породах горбашевской свиты, перекрываются отложениями лиозненской свиты, а в наиболее приподнятой, юго-западной части района — верхнемеловыми породами. Глубина залегания подошвы свиты колеблется от 140 до 437 м, кровли — от 55 до 279 м, а ее мощность — от 157 до 323 м. Лишь в скв. 8, где значительная часть свиты размыта, мощность ее уменьшается до 85 м. В составе ратайчицкой свиты в районе Столина выделено две пачки: нижняя — туфов основного состава и верхняя — туфогенно-осадочных глинисто-алевритовых пород. В наиболее полных разрезах мощность нижней пачки равна 137—144 м, верхней — 32—34 м.

Один из типичных разрезов ратайчицкой свиты района Столина вскрыт скв. 1 (гл. 152—323 м), где нижняя пачка имеет мощность 139 (184—323) и верхняя — 32 м (152—184 м). В нижней пачке выделено шесть подпачек (снизу вверх): псаммитовые туффиты, переслаивающиеся с туфогенными песчаниками, с тонкими (мощность до 5 см) прослоями пелито-алевритовых туфов (14 м); туфы коричнево-серые и темно-коричневые с лиловым оттенком, псаммо-алевритовые и алевритовые, изредка псаммитовые, лито-витрокластические, основного состава, массивные и тонкослоистые (12); туфы темно-серые с коричневым, розовато-фиолетовым и зеленоватым оттенками, псаммо-алевритовые и алевритовые, в отдельных прослоях псефито-псаммитовые, литокластические и витрокластические (8); туфы

16 Зак 5046

темно-серые с зеленым и коричневым оттенками, крепкие, плотные, мелкопсаммитовые, алевро-псаммитовые и алевритовые, прослоями псефито-псаммитовые, литокластические, витрокластические и лито-витрокластические, массивные, реже горизонтально и косослоистые (37); базальтовые туфы зеленовато-серые, псаммо-алевритовые, алевритовые, лито-витрокластические и витрокластические (15); базальтовые туфы коричнево-серые, темно-серые с зеленоватым оттенком и серо-зеленые, мелкопсаммитовые и алевритовые, в тонких прослоях псефито-псаммитовые лито-витрокластические, иногда витрокластические, массивные и с неясной косой слоистостью, в верхней части с прослоями туффитов и туфов с примесью нормально-осадочного материала (51 м).

Пирокластический материал туфов и туффитов представлен рогульчатыми осколками зеленого и бесцветного вулканического стекла, замещенного сапонитом, хлоритом, карбонатами и др., и обломками базальтов, реже гиалобазальтов и анальцимовых базальтов. Терригенный материал туффитов представлен, в основном, кварцем и полевыми шпатами. Цемент пород — глинистый, хлоритовый, сапонитовый, карбонатный.

Верхняя пачка ратайчицкой свиты района Столина состоит из трех подпачек (снизу вверх): туфогенные песчаники коричнево-серые, полосами и линзами серые, мелкозернистые, преимущественно алевритовые, с тонкой косой, реже параллельной слабонаклонной слоистостью (мощность 16 м); в нижней части туфогенные алевролиты и туфогенные алевритовые глины с прослоями туффитов, светло-серые, зеленовато- и лилово-серые, в верхней части преобладают темно-коричневые алевритовые туфы и туффиты (8 м); алевролиты буровато-коричневые, буровато-табачные, иногда с лиловым оттенком, глинистые, в различной степени туфогенные, с прослоями мощностью от 1—3 до 20 см песчаных алевролитов, мелко- и разнозернистых песчаников светло-серых и буровато-коричневых (8 м).

Терригенный материал во всех типах пород верхней пачки ратайчицкой свиты района Столина представлен зернами кварца, полевых шпатов, чешуйками слюды, пирокластический — обломками ожелезненного вулканического стекла, измененных базальтов и базальтовой лавы. Цемент глинистый, образовавшийся, в основном, за счет разложения вулканогенного материала.

В скв. Пинск 26 ратайчицкая свита (гл. 566—699 м) сложена, в основном, базальтовыми туфами с прослоями туффитов, в верхней части до гл. 585 м — туфопесчаниками и туффитами. Туфы темно-серые до черных с лиловым оттенком, пятнами серо-зеленые, мелкообломочные (от псаммитовых до псаммо-алевритовых), в нижней части прослоями пепловые, преимущественно лито-витрокластические. Туффиты и туфопесчаники чаще лиловато-коричневые, пятнами зелено-серые, от разнозернистых до алевритовых. В основании выделяется базальный слой (мощность 8 м) разно-крупнозернистых песчаников, слаботуфогенных (до 5—7 % пирокластического материала), которые в подошве сменяются дресвяно-гравийной породой с базальным глинисто-алевритовым цементом темно-коричневого цвета, состоящим, в основном, из полуразрушенного вулканического пепла (Махнач и др., 1995).

В зоне сочленения Бобовнянского выступа и Полесской седловины (район Барановичей) породы ратайчицкой свиты залегают на пинской, перекрываются лиозненской и более молодыми отложениями. Мощность свиты колеблется от 35 до 183 м, глубина залегания подошвы — от 184 до 488 м, кровли — от 120 до 265 м. В составе свиты выделено две пачки. Нижняя из них (мощность 79—97 м) сложена, в основном, псаммитовыми и алевро-псаммитовыми туффитами и туфами основного состава, с прослоями туфогенных песчаников, верхняя (мощность 48—74 м) — в основном, разнозернистыми, реже мелкозернистыми туфогенными песчаниками.

Наиболее полный и характерный разрез ратайчицкой свиты в этом районе вскрыт скв. 12С (гл. 291—437 м). Нижняя пачка в нем (мощность 97 м) сложена туффитами с прослоями туфов и туфогенных песчаников, лилово-коричневыми, бурыми, пятнами зеленовато-серыми, псаммитовыми, алевро-псаммитовыми, в отдельных прослоях алевро-пелитовыми. Верхняя пачка (49 м) сложена в нижней части туфогенными песчаниками и псаммитовыми туффитами с прослоями туфов, буровато-коричневыми с лиловым оттенком, изредка зеленовато-серыми и светло-серыми; в верхней части — туфогенными песчаниками, с прослоями полимиктовых, красно-бурыми и розоватыми с лиловым оттенком, мелко-среднезернистыми, с зернами гравия и прослоями гравелита, с косой слоистостью.

Один из представительных разрезов ратайчицкой свиты (гл. 240—357 м), вскрыт скв. Барановичи 19 (д. Огородники Копыльского р-на) (рис. 4.26). Разрез представляет толщу нерегулярного переслаивания туфопесчаников и туффитов, содержащих 2 слоя туфов. Туфопесчаники лиловато-розовые, лилово-бурые с зелено-серыми пятнами вторичного осветления, мелко-среднезернистые, в нижней части преобладают разнозернистые. Туффиты в отдельных прослоях выделяются более лиловой окраской, средне- и разнозернистые с пирокластикой кислого состава в верхней пачке (мощность 21 м) и основного состава ниже. В основании с гл. 354-м породы более грубые и с мелким гравием, а в подошве с галькой желтого кварца. Туфы верхнего слоя (261—269 м) пестроцветные лилово-коричневые и зеленые, мелкопсефитовые (лапиллиевые) базальтового состава. Туфы нижнего слоя (350—354 м) лиловые, алевритовые.

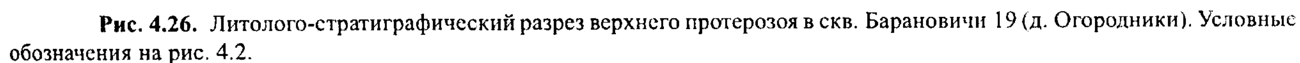


Рис. 4.26. Литолого-стратиграфический разрез верхнего протерозоя в скв. Барановичи 19 (д. Огородники). Условные обозначения на рис. 4.2.

На склонах Микашевичско-Житковичского выступа отложения ратайчицкой свиты, сохранившиеся от размыва, залегают на небольшой глубине (29—68 м) на горбашевской или пинской свитах, перекрываются отложениями палеогена, имеют мощность 21—65 м. Свита сложена, в основном, базальтовыми туфами и туффитами псаммитовой и алевро-псаммитовой структуры. Аналогичные строение и состав имеет ратайчицкая свита в западной части Припятского прогиба (скважины Туровская опорная 2, Старобин, Ново-Дубровская 1, Любань 1 и др.). Она залегает на больших глубинах (1610—3324 м) на отложениях горбашевской или пинской свит, перекрывается породами наровского горизонта среднего девона, имеет мощность 31—102 м.

В центральной части Беларуси (район Минска, Узды) ратайчицкая свита, пройденная многими скважинами, залегает на различных горизонтах рифея и венда, в западной части — на кристаллическом фундаменте, перекрывается валдайскими и меловыми отложениями. Глубина подошвы свиты 163—462 м, кровли 114—416 м, мощность 30—92 м. На участке максимальных мощностей (Дзержинск, Озеро, Узда, Хотляны) в разрезах свиты выделено две пачки, сходные с пачками района Барановичей и Клецка. Отличительные особенности этих разрезов — меньшая их мощность, иные соотношения мощностей пачек, "разбавленность" туфогенных пород терригенным материалом. Один из характерных разрезов свиты изучен в д. Хотляны Узденского р-на (скв. 30). В этом разрезе свита залегает на отложениях вильчанской серии, перекрывается лиозненской свитой, имеет мощность 79 м (гл. 193—272 м). В ее составе выделено две пачки. Нижняя из них (234—272 м) сложена псаммитовыми туффитами с прослоями туфов и туфогенных песчаников; верхняя (193—234 м): в нижней части (мощность 24 м) чередующимися между собой туфогенными песчаниками, алевритовыми туффитами и туфогенными алеврито-глинистыми породами, в верхней (17 м) — кварцево-полевошпатовыми песчаниками с вулканогенным материалом, с прослоями песчаных алевролитов (Веретенников и др., 1966). Примерно такие же мощности, строение и состав пород имеет ратайчицкая свита на других участках центральной Беларуси (районы Пуховичей, Блони, Осиповичей и др.).

Разрезы, сложенные туфогенными и терригенными породами, известны в северо-восточной структурно-фациальной зоне. Характерны для восточных, северных и северо-восточных районов Беларуси. В Оршанской впадине отложения ратайчицкой свиты распространены повсеместно, залегают на породах вильчанской серии, реже оршанской свиты, перекрываются отложениями лиозненской свиты. Их мощность равна 33—64 м. Наиболее типичные разрезы свиты в данном районе пройдены скважинами Орша 2 опорная, Рудня, Городок 3Р, Шумилино (Орша 3), Богушевск 1, 2, Межа (Орша 4), Вильчицы и др.

В Оршанской опорной скв. 2 ратайчицкая свита (гл. 572—633 м) сложена в нижней части (мощность 9 м) разнозернистыми песчаниками и алевролитами с прослоями глин; в средней (12 м) — зеленовато-серыми, реже красноцветными алевролитами и глинами с прослоями песчаников, иногда с примесью (до 5—15 %) в обломочной части и цементе пирокластического материала, в основании — массивными комковатыми породами с грубым обломочным материалом; в верхней (40 м) — алевролитами и глинами туфогенными с частыми прослоями туффитов.

В скв. Богушевск 2 (Лиозно) ратайчицкая свита (гл. 766—810 м) сложена, в основном, глинами с прослоями алевролитов и песчаников, красноцветными и лиловыми (рис. 4.27). Песчаники и алевролиты приурочены преимущественно к нижней части разреза, глинистые породы — к верхней. Глины микрослоистые, гидрослюдистые, прослоями туфогенные с большим содержанием биотита. Обломочный материал в них полевошпатово-кварцевый с единичными обломками вулканического стекла и эффузивных пород. В местах скопления вулканогенного материала цемент хлоритовый по нитевидным и рогульчатым пирокластам вулканического стекла. Алевролиты полевошпатово-кварцевые, часто туфогенные, мелко- и среднепесчаные, с обломками вулканогенных пород, замещенных хлоритами, гидроокислами железа и карбонатами, с вулканогенно-хлоритовым ярко-зеленым цементом по пирокластам стекла. Песчаники мелкозернистые, в основании разнозернистые, полевошпатово-кварцевые, с примесью обломков базальтового стекла и измененных эффузивных пород. В обломках пород иногда различима интерсертальная структура, обычно они сильно хлоритизированы. Цемент карбонатный, глинистый, хлоритовый, участками ожелезненный.

В скв. Орша 3 (Шумилино) ратайчицкая свита (гл. 689—723 м) сложена алевролитами и мелкозернистыми песчаниками с прослоями глин, нередко с небольшой примесью вулканогенного материала. В отличие от других разрезов Оршанской впадины здесь больше песчаных и алевритовых пород, в них меньше вулканогенного материала. Изредка встречаются маломощные прослои туфоалевролитов и алевро-пелитовых туффитов.

В скв. Орша 4 (Межа) ратайчицкая свита (гл. 913—965 м) имеет следующее строение: 913—920 м — песчаники разнозернистые с прослоями алевролитов и глин; 920—936 м — глины, глинисто-алевритовые породы, алевролиты и песчаники, переслаивающиеся между собой; 936—965 м — песчаники светло-серые и коричневые, разнозернистые (мелко-среднезернистые, средне-крупнозернистые), гравийные, прослоями мелкозернистые, аркозовые с глинистым и карбонатным цементом, с прослоями алевролитов. Характерной особенностью ратайчицкой свиты данного разреза являет-

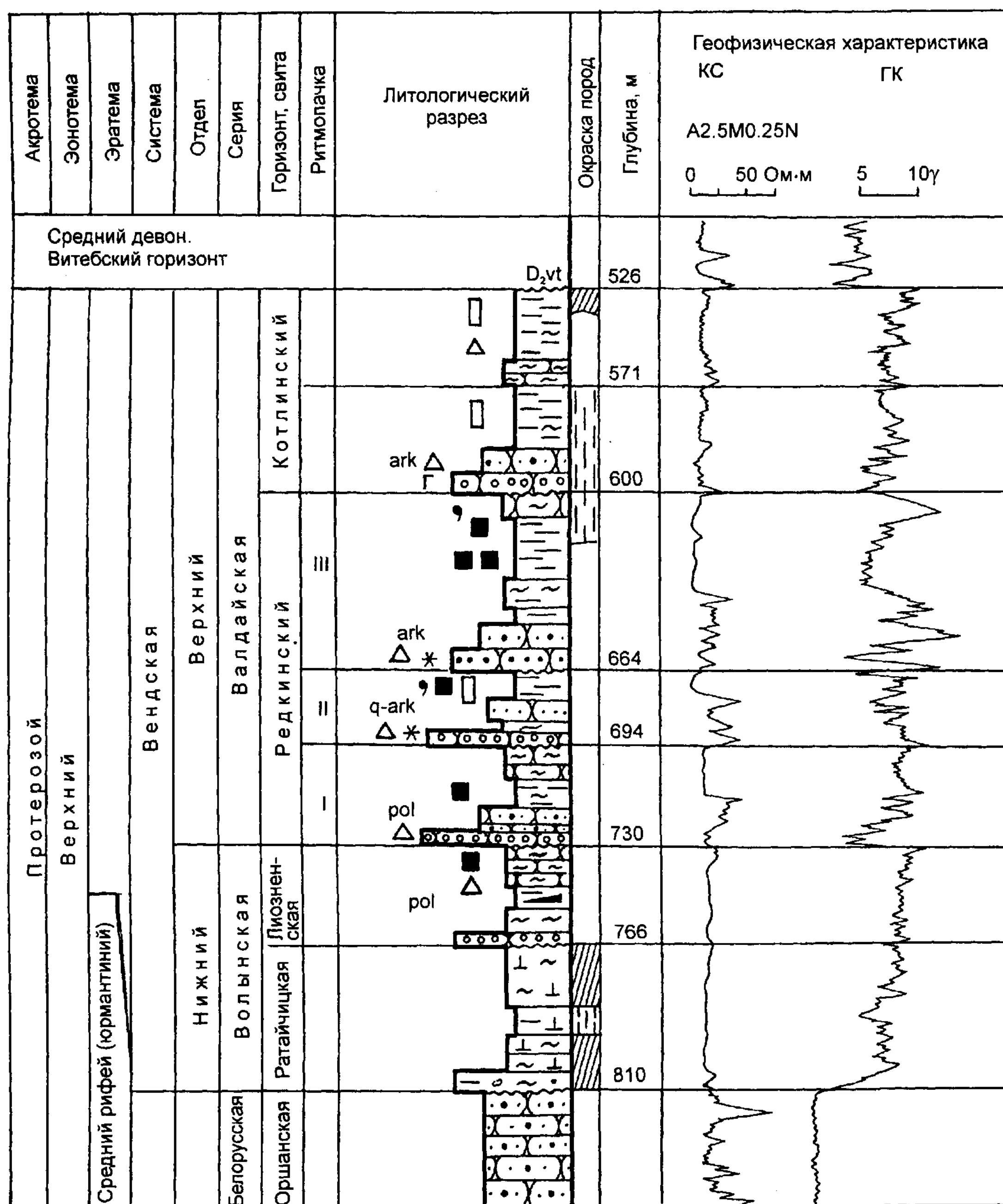


Рис. 4.27. Литолого-стратиграфический разрез венда в скв. Богушевск 2 (г.п. Лиозно). Условные обозначения на рис. 4.2.

ся отсутствие не только вулканических туфов и туффитов, но и хорошо выраженных туфогенных пород.

В Вильчанской скв. (см. рис. 4.19) отложения ратайчицкой свиты (гл. 338—408 м) залегают на отложениях вильчанской серии и перекрываются пярнуско-наровским горизонтом среднего девона. Сложены лилово-бурыми и зеленовато-серыми туффитами и туфами основного состава псаммитовой, алевритовой и пелитовой структуры, туфогенными глинами, алевролитами и мелкозернистыми песчаниками. На смежной территории России отложения ратайчицкой свиты вскрыты скважинами в Рудне, Смоленске, Рославле, Дорогобуже, Ярцеве и др.

Таким образом, в разрезе ратайчицкой свиты Оршанской впадины преобладают в нижней части песчаники и алевролиты с прослоями глин, с незначительным содержанием разложенного вулканогенного материала; в средней — алевролиты и глины с прослоями песчаников, с примесью вулканогенного материала; в верхней — алевролиты и глины туфогенные с прослоя-

ми тонкообломочных (алевритовых и алевро-пепловых) туффитов, изредка вулканических туфов. Нормально-осадочный материал песчаный и алевритовый разнозернистый, полевошпатово-кварцевый, обычно с биотитом, глинистый, преимущественно гидрослюдистый и каолинит-гидрослюдистый с примесью хлорита и монтмориллонита. Вулканогенный материал представлен сильноизмененными обломками эффузивных пород и вулканического стекла.

На восточном крыле Оршанской впадины в зоне сочленения с Вилейским погребенным выступом отложения ратайчицкой свиты вскрываются под лиозненскими в скв. Толочин 29 (д. Прошика Крупского р-на) (гл. 448—517 м) (рис. 4.28). Свита имеет следующее строение:

448—460 м — туфопесчаники лиловато-коричневые, пятнами зеленовато-серые, крупнозернистые, слюдистые, сверху переходящие в мелкозернистые песчаные горизонтально-слоистые, в разной степени туфогенные;

460—476 м — туфопесчаники лиловато-коричневые и серовато-коричневые, мелко- и разнозернистые, в основании серый гравелит, с каолинитом и пойкилитовым и гипсовым цементом;

476—494 м — пачка переслаивания туфоалевролитов и туффитов алевритовых и алевро-пелитовых коричнево-серой, сверху зеленовато-серой окраски. Породы слюдистые, тонкоплитчатые. В нижней части более грубые псаммо-алевритовые, с прослоями туфопесчаников;

494—507 м — туфопесчаники коричневато-серые, в кровле зелено-серые, среднезернистые, с вкрапленностью каолинита, в основании разнозернистые, с прослоями туфогравелитов. В верхней части содержат прослои темно-коричневой песчано-глинистой комковатой текстуры породы;

507—517 м — туфоаргиллиты, вниз по разрезу переходящие в туфоалевролиты, в основании песчаные, с прослоями глинистых разнозернистых песчаников. Окраска пород сверху коричневая и серая, пятнами ярко-зеленая, внизу зеленовато-серая, полосами и пятнами красно-коричневая.

В образце с гл. 478 м Л.В. Пискун (БелНИГРИ) определены единичные акритархи *Turuchanika ternata Tim., T. alara Pud., Origmatosphaeridium rubiginosum Andr., Protosphaeridium Lacatum Tim., P. parvulum Tim.*, обрывки обугленных растительных тканей, пиритобактерий.

Разрезы, сложенные грубыми пирокласто-осадочными породами, в северо-западной структурно-фациальной зоне (сводовая часть Белорусской антеклизы, Воложинский грабен, Вилейский погребенный выступ) имеют мощность от 4 до 134 м. Отложения ратайчицкой свиты повсеместно залегают на породах кристаллического фундамента и перекрываются лиозненскими, редкинскими или кайнозойскими породами. Наиболее представительные разрезы вскрыты скважинами Лида 468 (д. Поречье Новогрудского р-на) и Столбцы 63 (д. Рудня Налибокская Столбцовского р-на), Любань 1.

В скв. Лида 468 (рис. 4.29) ратайчицкая свита (гл. 238—295 м) имеет следующее строение:

238—270 м — туфопесчаники коричневато-лиловато-зеленовато-серые, разнозернистые, гравийные, переходящие в гравийные конгломераты, с прослоями грубослоистых туффитов;

270—290 м —несортированые песчано-глинистые породы с дресвяно-гравийным материалом красно-коричневой окраски, с прослоями разнозернистых косослоистых полимиктовых песчаников и коричнево-красных глин (пепловые туфы);

290—295 м — брекчия дресвяно-щебенчатая из обломков гранитоидных пород, с базальным глинисто-песчаным цементом буровато-коричневого цвета, с зелено-серыми пятнами. Это элювиально-делювиальные образования.

В скв. Столбцы 63 ратайчицкая свита (рис. 4.30) (290—333 м) залегает под отложениями лиозненской свиты, представляет собой пачку песчаников разнозернистых и мелкозернистых с маломощными прослоями гравелитов красно-бурой и темно-лиловой окраски, полевошпатово-кварцевых, в разной степени туфогенных, в интервале 318—325 м с прослоями темно-лиловых псефитовых туфов. В нижней части (с гл. 325 м) несортированные песчано-глинисто-дресвяные породы, ожелезненные, с пятнами вторичного осветления.

В пределах Вилейского погребенного выступа отложения ратайчицкой свиты вскрываются скв. Любань 1 (гл. 398—462 м) под редкинским горизонтом. Здесь выделяются:

398—403 м — алевролиты глинистые, слюдистые темно-коричневые, тонкослоистые плитчато-листоватые, в верхней части разреза переходящие в мелко- и разнозернистые песчаники;

403—458 м —песчаники буро-коричневые, редкими пятнами осветленные, от разно- до грубозернистых, с примесью мелкодресвяного материала, неслоистые, реже косослоистые, глинистые, ожелезненные, с примесью туфогенного материала, рыхлые, пролювиально-делювиального облика;

458—462 м — мелкощебенчато-дресвяная брекчия из обломков гранитоидов и пород основного состава, сцементированных железисто-глинистым цементом. Делювий на породах кристаллического фундамента.

Такого же типа разрезы вскрываются скважинами: Вилейско-Свислочская 013 (д. Милейково, гл. 332—362 м), Нарочь 101 (д. Теляки, 524—549), Глубокое 18 (д. Дуниловичи, 516—542), Глубокое 5 (г.п. Бегомль, 480—515), Лепель 1г (сан. "Боровка", 551—600 м) и др.

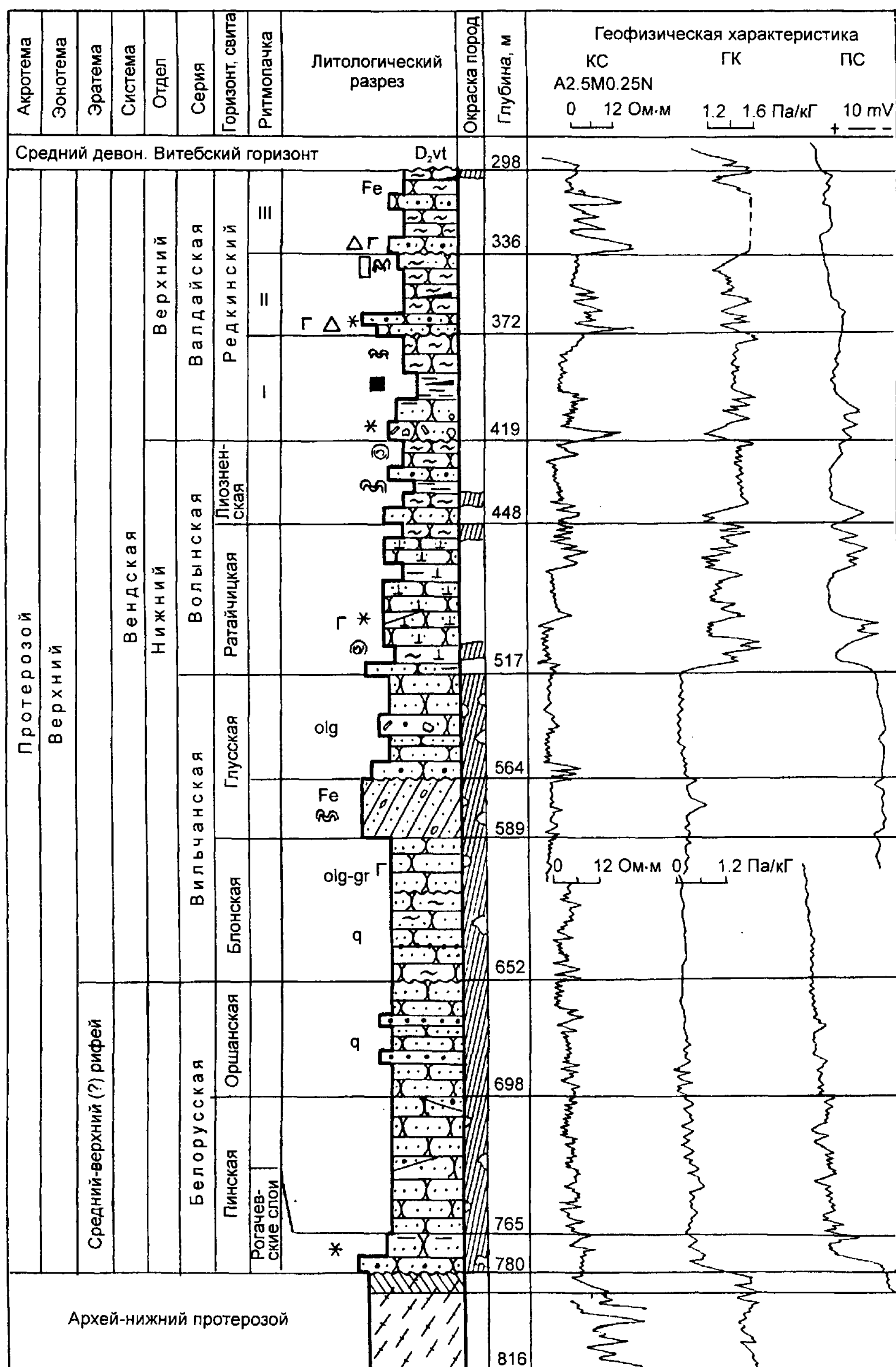


Рис. 4.28. Литолого-стратиграфический разрез верхнего протерозоя в скв. Толочин 29 (д. Прошика). Условные обозначения на рис. 4.2.

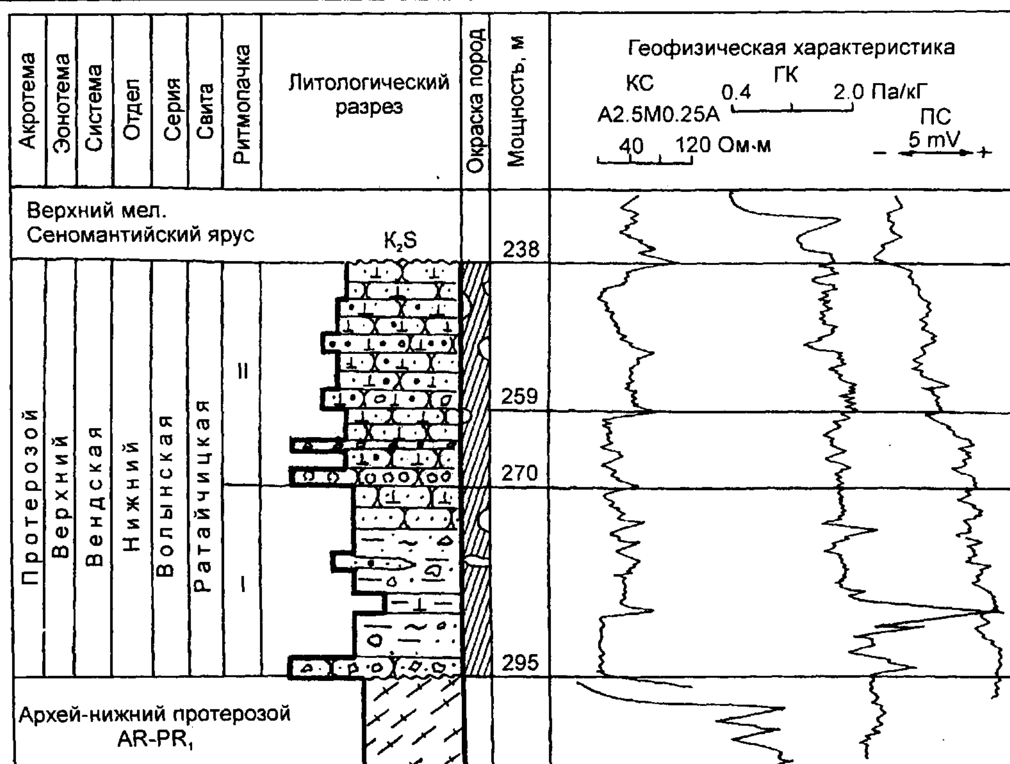


Рис. 4.29. Литолого-стратиграфический разрез ратайчицкой свиты в скв. Лида 468 (д. Поречье). Условные обозначения на рис. 4.2.

Лиозненская свита. Отложения лиозненской свиты развиты, в основном, на северо-востоке Беларуси (Оршанская впадина, северо-восточные склоны Белорусской антеклизы). Отсюда они прослеживаются на северо-восток (западная часть Московской синеклизы, северные склоны Воронежской антеклизы). В Московской синеклизе эти отложения рассматривались или в составе волынской серии (смоленские и купринские слои по В.В. Кирсанову, 1968), или в составе валдайской серии (Солонцов, Аксенов, 1970). Возможные аналоги ее с разной степенью достоверности выделяются на юго-западе, в пределах Подлясско-Брестской впадины под названием гирской свиты. Лиозненская свита, в породах которой нередко содержится примесь вулканомиктового материала, представляет собой фациально пеструю толщу, в структурном и стратиграфическом отношении тесно связанную с подстилающей ее ратайчицкой свитой. Лиозненская свита и ее аналоги повсеместно залегают на ратайчицкой свите, перекрываются отложениями редкинской и котлинской свит или более молодыми отложениями фанерозоя.

В Оршанской впадине лиозненская свита сложена, в основном, глинами и глинисто-алевритовыми породами с прослоями и линзами песчаников в низах разреза. Для нее характерны тонкослоистые глинисто-алевритовые разности пород, иногда с примесью более грубого песчаного материала полевошпатово-кварцевого состава. Породы, в основном, темно-серые. В средней части разреза выделено два прослоя, мощностью в 1,5—3 м, темных коричневато-серых алевритистых аргиллитов с повышенным содержанием органического вещества. Нередко встречаются в породах обломки оранжево-бурого вулканического стекла.

В стратотипическом разрезе в скв. Богушевск 2 (Лиозно) (см. рис. 4.27) лиозненская свита (гл. 730—766 м) залегает на отложениях ратайчицкой свиты, перекрывается породами редкинской свиты и имеет следующее строение:

730—744 м — алевролиты глинистые серые и темно-серые с зеленоватым оттенком, с прослоями и линзами серых мелкозернистых песчаников и глин;

744—749 м — глины темно-серые, с двумя прослоями (нижний — 2,2 м, верхний — 1,4 м) темно-серых с коричневым оттенком и темно-коричневых "битуминозных" глин (аргиллитов);

749—759 м — глины пепельно-серые, темно-серые и зеленовато-серые, алевро-пелитовой структуры со слабовыраженной слоистостью;

759—766 м — слюдистые глинистые алевролиты, зеленовато-серые до темно-серых, с линзами и прослоями серых крупно- и разнозернистых мелкогравийных песчаников мощностью от нескольких миллиметров до 3—5 см.

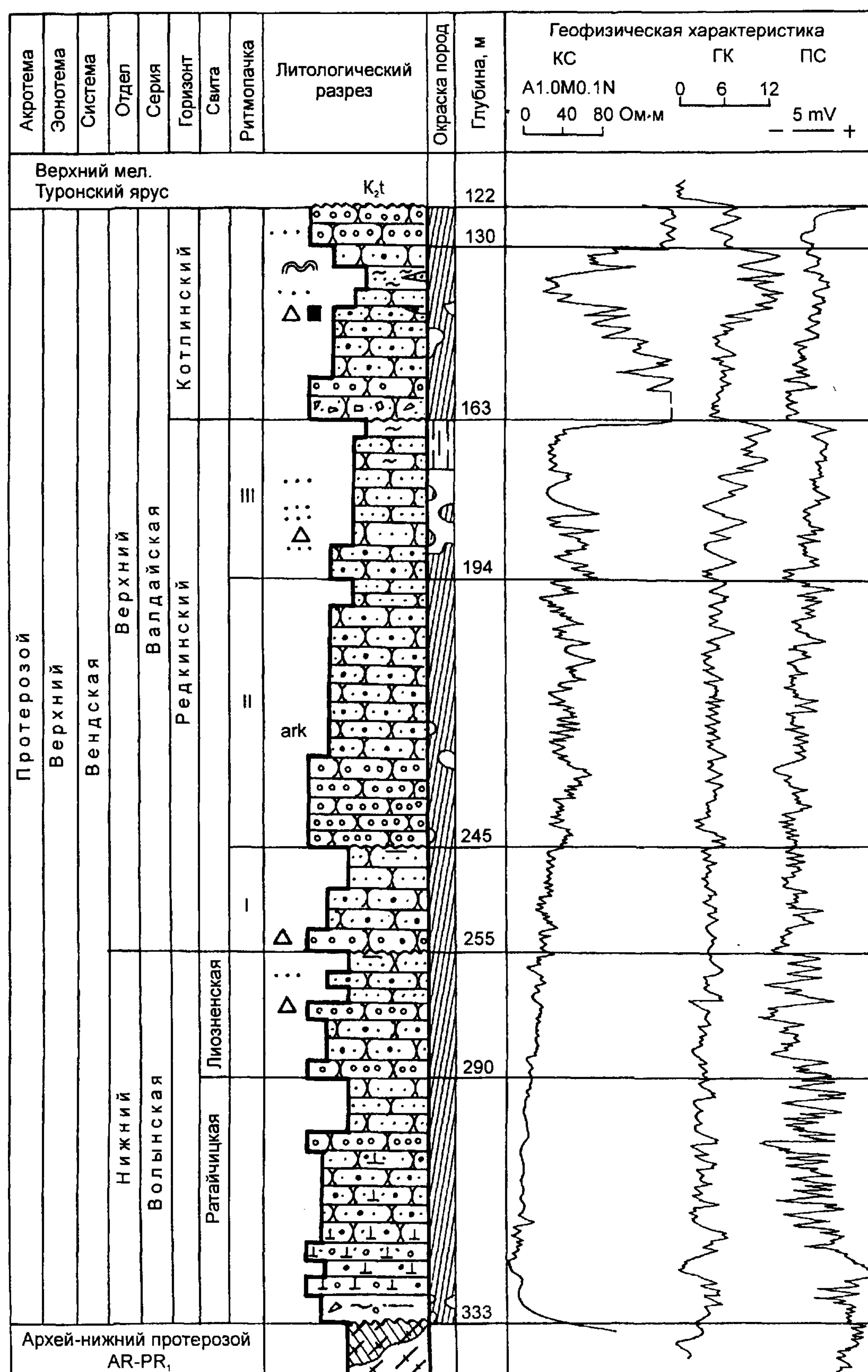


Рис. 4.30. Литолого-стратиграфический разрез венда в скв. Столбцы 63 (д. Рудня Налибокская). Условные обозначения на рис. 4.2.

В опорной скв. Орша 2 лиозненская свита (гл. 538—572 м) сложена глинами и глинистыми алевролитами, с прослоями (до 0,1 м) и линзами песчаников. В скв. Орша 3 свита (660—689 м) представлена ритмично чередующимися алевритовыми глинами, глинистыми алевролитами и песчаниками. В основании ритмов преобладают песчаники, выше — алевролиты и глины. Слоистость обычно тонкая горизонтальная и линзовидная. В скв. Орша 4 (Межа) лиозненская свита имеет близкие к разрезу Орша 3 мощность, состав и строение. В Руднянской скв. лиозненская свита (746—782 м) сложена глинами и алевролитами с прослоями песчаников. В нижней части (760—782 м) глины темно-серые (до черных) с зеленоватым оттенком, массивные и микрослоистые, в интервале 765—770 м с буроватым оттенком, обогащенные органическим веществом, гидрослюдистые, с биотитом, часто алевритовые и песчано-алевритовые, с линзами и прослоями глинистых алевролитов, песчаников разнозернистых, полевошпатово-кварцевых, глинистых, участками с карбонатным и пиритовым цементом. В нижней части прослои (0,1—0,3 м) крепкого песчаного гравелита кварцево-полевошпатового состава с базальным доломитовым цементом. Верхняя часть разреза свиты (746—760 м) сложена темно-серыми глинистыми слюдистыми алевролитами с тонкими прослоями глин и линзами песчаников.

Алеврито-глинистые породы лиозненской свиты в Оршанской впадине содержат волынский комплекс акритарх: *Leiosphaeridia parva Ass., L. incrassata As., Protosphaeridium tubercullatum Tim.*, со специфическим видом *Kildinella sinika Tim.* (Решения ..., 1983).

В районе Минска, Хотлян, Пуховичей, Блони аналоги лиозненской свиты имеют мощность 10—80 м и представлены, в основном, алевролитами с прослоями и линзами песчаников и глин. Так, в скв. Хотляны 30 эта часть разреза (гл. 175—193 м) сложена алевролитами, в различной степени глинистыми, с частыми тонкими прослоями и линзами мелкозернистых песчаников и глин.

Западнее Минска строение и литологический состав лиозненской свиты существенно меняются — в ней начинают преобладать песчаники, обломочный материал становится более грубым, хуже отсортирован. Алевролиты и алевритовые глины, обычно красноцветные, образуют лишь отдельные прослои. В районе Барановичей отложения лиозненской свиты имеют мощность 7—81 м и представлены, в основном, мелкозернистыми красноцветными (лиловато-бурыми и бурыми) песчаниками с прослоями алевролитов и глин, некрепкими, с железисто-глинистым цементом, вулканомиктовым материалом.

На юге (западная часть Припятского прогиба) в скв. Пинск 26 (г. Лунинец Брестской обл.) лиозненская свита (гл. 551—566 м) представлена маломощной пачкой, сложенной в большей части полосчато-пятнистыми (коричневыми, лиловато- и светло-зеленовато-серыми) мелко- и разнозернистыми полимиктовыми песчаниками. В верхней части преобладают лиловато-темно-коричневые алевролиты. Все породы содержат примесь переотложенного вулканогенного материала (Махнач и др., 1995).

Гирская свита (возможный аналог лиозненской свиты) на юго-западе (Подлясско-Брестская впадина) вскрывается скважинами 3К, 4К, 6К, Волковыск 1, 2, 14, 15 и др. Она залегает на вулканогенных породах ратайчицкой свиты, перекрывается валдайскими или более молодыми отложениями. Верхняя граница гирской свиты с валдайской серией не всегда четко выражена. Не исключено, что в ряде скважин в объем гирской свиты входят и низы валдайской серии. Мощность отложений составляет от 9 до 109 м. Они представлены красноцветными резко разнозернистыми аркозовыми и полимиктовыми песчаниками, с частыми прослоями гравелитов, гравийно-мелкогалечных конгломератов и глинисто-алевритовых пород туфогенного облика, в сложении которых преобладает вулканомиктовый и, возможно, присутствует пирокластический материал. Стратотипом гирской свиты является наиболее мощный, хорошо изученный разрез скв. 6К (д. Гирск Кобринского р-на) (гл. 300—409 м) (см. рис. 4.22). Здесь гирская свита представляет собой толщу грубого переслаивания крупно- и разнозернистых аркозовых и полимиктовых песчаников, гравелитов и гравийно-галечных конгломератов, мелкозернистых, аркозовых и вулканомиктово-аркозовых песчаников с частыми прослоями вулканомиктовых или вулканомиктово-терригенных алевролитов. Цемент пород глинистый, железисто-глинистый, часто с примесью железистого доломита. Вулканомиктовый материал представлен слабоокатанными обломками сильно измененных эффузивных пород различного состава и желто-бурого вулканического стекла. Сильно измененная цементирующая масса состоит из более тонких (глинисто-алевритовых) продуктов разрушения вулканических пород.

В скв. Волковыск 2 (д. Трухоновичи) гирская свита (гл. 431—457 м) имеет четкие границы (с размывами) с подстилающей ратайчицкой свитой и перекрывающей редкинской (рис. 4.31). Представляет собой пачку красно-бурых, глинистых вулканомиктовых песчаников сильно ожелезненных, неслоистых, с рябчиковой текстурой, среди более промытых разностей пологоволнисто-слоистые с естественным шлихом. Вниз по разрезу эти породы переходят в осветленные глинистые гравелиты и конгломераты из мелких галек и гравия кварца, обломков разложенных эффузивов основного состава в вулканомиктовой песчано-глинистой массе. В основании гравелиты зеленовато-серые, крепкие и конгломераты из обломков (до 4 см) кварца и вулканических бомб основного состава. Принадлежность этой пач-

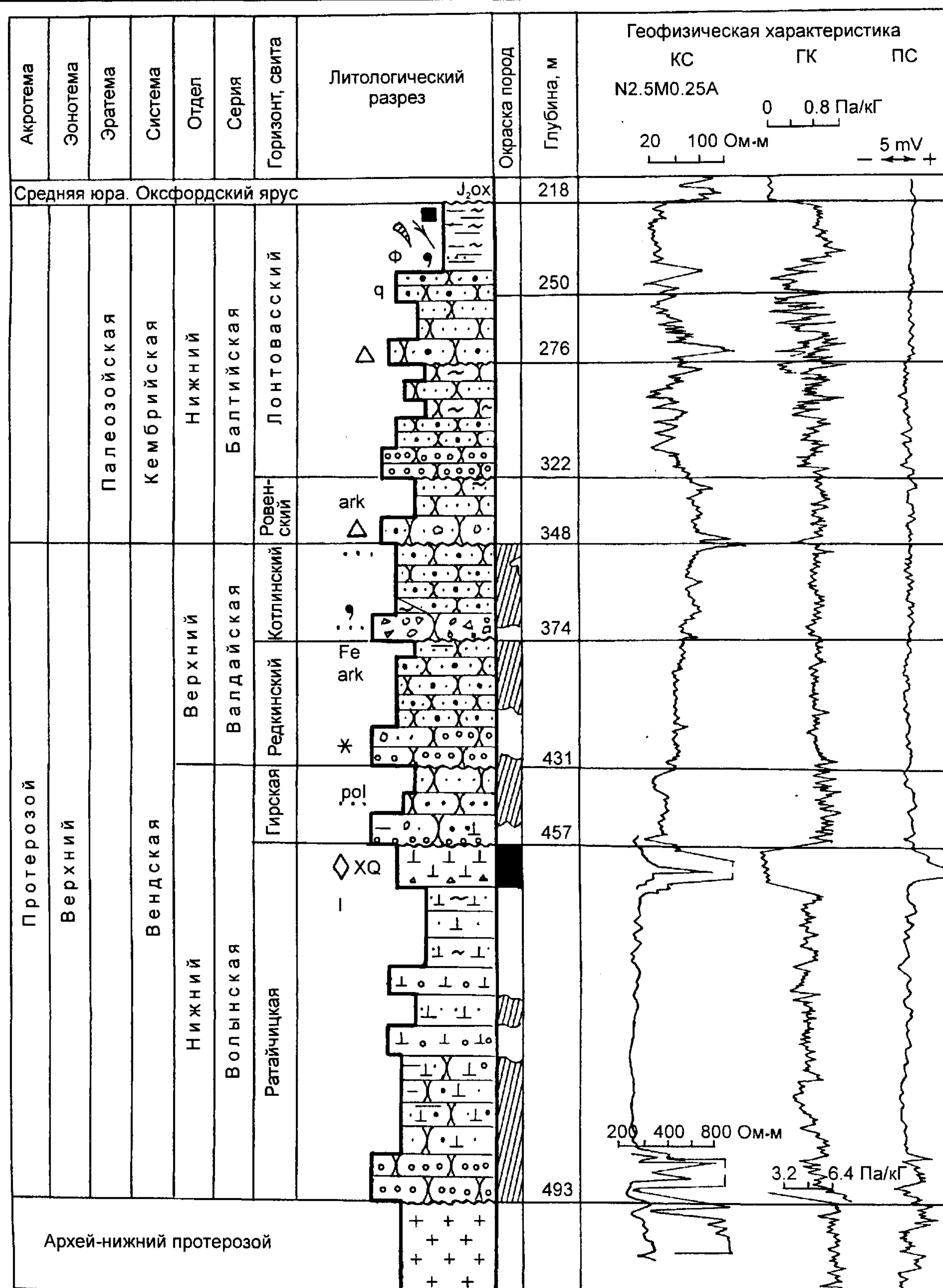


Рис. 4.31. Литолого-стратиграфический разрез венда в скв. Волковыск 2 (д. Трухоновичи). Условные обозначения на рис. 4.2.

ки по составу, текстурам, всему облику и стратиграфическому положению в разрезе к волынской серии несомненна.

Валдайская серия

Отложения валдайской серии трансгрессивно перекрывают более древние разновозрастные образования осадочного чехла и кристаллического фундамента. Перекрываются балтийской серией нижнего кембрия или более молодыми отложениями. В современном тектоническом плане отложения валдайской серии известны в Оршанской впадине — склоне Московской синеклизы, в Припятском прогибе, на Белорусской антеклизе, в Подлясско-Брестской впадине, на Волыно-Подольской плите. Толща сложена терригенными (песчаными, песчано-алевритовыми, песчано-глинистыми) образованиями, слагающими четыре крупных седиментационных ритма. Три нижних из них, объединяющихся общностью литологического состава (нижневалдайская подсерия), выделяются как редкинский горизонт (свита), верхний со специфическими седиментационными особенностями и мощными базальными слоями (верхневалдайская подсерия) относится к котлинскому горизонту (свите).

Редкинский горизонт (свита). Отложения горизонта широко распространены на севере Беларуси с максимальными мощностями до 130 м и фрагментарно на юге в Подлясско-Брестской впадине, на восточном склоне Полесской седловины и в западной части Припятского прогиба.

Редкинский горизонт сложен аркозовыми песчаниками, алевролитами и алевритово-глинистыми породами, слагающими 3 однотипно построенных седиментационных ритма. Нижняя часть каждого из них представлена песчаниками разнозернистыми, нередко гравийными в основании (базальные слои ритма), выше — средне-мелкозернистыми с прослоями разнозернистых. Песчаники полевошпатово-кварцевые, с глинистым, доломито-глинистым и доломитовым цементом порового и базального типов. Выше по разрезу выделяется пачка переслаивания песчаников и алевролитов, далее — пачка тонкослоистых слюдистых в разной степени глинистых алевролитов, которые сменяются тонкопелитовыми глинами.

Наряду с общностью литологического состава ритмов в целом, однотипностью строения отдельные ритмы имеют свои специфические особенности. Нижний из них, особенно в базальных слоях, насыщен вулканомиктовым материалом, переотложенным из размытых подстилающих отложений волынской серии, который изменяет его литологический облик и при слабовыраженной контрастности базальных слоев несколько затрудняет его стратиграфическую идентификацию. Средний седиментационный ритм имеет четко выраженный базальный горизонт, содержит в средней части слои неслоистых коричневых аргиллитов с неровным остроугольным изломом и прослойки ярко-желтых монтмориллонитовых глин, интерпретируемых как "разложенные пепловые туфы" под пачкой сероцветных алеврито-глинистых пород, обогащенных органическим веществом (маркирующий горизонт). Верхний седиментационный ритм характерен обилием тяжелых минералов в песчаниках, образующих прослои, обогащенные естественным шлихом.

Органическое вещество концентрируется на плоскостях напластования, образуя пленки желтовато- и темно-коричневого цвета. В его составе (по данным Л.В. Пискун и Е.А. Асеевой) водорослевый детрит, обрывки растительных тканей, остатки лентовидных водорослей, грибов, микрофоссилии (акритархи): *Leiosphaeridia sp., L. densum (Tim) Ass., L. laccatum (Tim.) Ass., L. aperta (Shep.) Ass., L. pellucida (Shep.) Ass., Origmatosphaeridium flexuosum Tim., Stratimorphis plana Ass.*, рудняны *Omalophima angusta Golub., Solenophimarudis Golub., Kiptophima ovalis Golub., Isophima stricta Golub.*

На северо-востоке (Оршанская впадина) в разрезе редкинского горизонта резко преобладают алеврито-глинистые породы, песчаники слагают лишь нижние базальные слои седиментационных ритмов. К северо-западу и юго-западу от Оршанской впадины преобладают песчаники в связи с уменьшением мощностей алеврито-глинистых слоев или их полным выклиниванием в присводовой части Белорусской антеклизы, в северной части Подлясско-Брестской впадины и в западной части Припятского прогиба, где ритмичность строения разреза теряется. Отражающая фациальные особенности осадконакопления окраска пород на северо-востоке преимущественно сероцветная с фрагментами красноцветности в кровле седиментационных ритмов и преобладающая красноцветная на западе и северо-западе. Ассоциация органических остатков по направлению к юго-западу изменяется. Здесь преобладают растительные ткани с пиритобактериями плохой сохранности, фрагменты водорослей, гумусированные скопления, обугленный детрит, встречаются единичные акритархи и небольших размеров рудняны.

Основные типы пород редкинского горизонта — песчаники, реже гравелиты, алевролиты и глины. Песчаники преобладают в нижних частях ритмов и встречаются по всему разрезу. По гранулометрическому составу среди них выделяются гравийные, крупнозернистые, разнозернистые, среднезернистые, мелкозернистые песчаные, алевритовые разности. Состав песчаников полевошпатово-кварцевый от аркозовых до олигомиктовых, нередко с различным содержанием биотита, особенно в мелкозернистых и алевритовых разностях (до 30 %). Цемент глинистый, глинисто-алевритовый,

карбонатный (доломитовый и сидеритовый), изредка гипсовый.

Гравелиты образуют прослои в песчаниках в нижних частях ритмов. По составу они обычно песчаные, полевошпатово-кварцевые, с доломитовым или доломитово-гипсовым цементом базального типа, нередко пойкилитовой структуры.

Алевролиты преобладают в средних и верхних частях ритмов, сильнослюдистые, мелкозернистые, в различной степени глинистые. В отдельных прослоях алевролиты крупнозернистые, разнозернистые, песчаные и песчанистые. Обломочный материал в них полевошпатово-кварцевый, часто со значительным содержанием биотита. Цемент глинистый, преимущественно гидрослюдистый, иногда железистый, реже карбонатный порового и базального типов.

Глины образуют пачки и слои тонкого переслаивания с алевролитами в средних и верхних частях ритмов, реже встречаются в самостоятельных маломощных прослоях (от долей миллиметра до нескольких десятков сантиметров), характерны линзовидные расщепленные прослои. Они различной степени дисперсности от тонко- до грубопелитовых, часто с примесью песчано-алевритового материала. Обломочный материал гравелитов, песчаников, алевролитов и глин резко разнозернистый, неотсортированный, слабоокатанный или почти неокатанный. В его составе преобладает кварц (78—80 %), в значительном количестве (15—25 %) содержатся полевые шпаты (преимущественно калиевые), в отдельных прослоях много биотита, встречаются обломки пород (гранитоидов, эффузивов, кварца и др.). Часто встречается аутигенный пирит. Особенно интенсивной пиритизации подвергнуты глины и глинисто-алевритовые породы (до 5—10 %). Пирит распределен неравномерно, образуя линзовидные стяжения, тонкие прожилки, точечные и землистые скопления, нередко сливающиеся в сплошную массу. Иногда пирит образует в песчаниках и алевролитах цемент базального типа. В темно-серых разностях глин и глинисто-алевритовых пород отмечается повышенное содержание органического вещества. Широко развиты карбонатные минералы (доломит в цементе, сидерит в мелких сферолитах), в верхних частях разрезов встречается глауконит как в округлых зернах, так и развивающийся по биотиту.

Для песчаников характерны массивные текстуры, косая горизонтальная и косоволнистая, пологоволнистая слоистость, для алевролитов и алеврито-глинистых пород —тонкогоризонтальная, пологоволнистая и линзовидная слоистость. Встречаются следы подводного оползания и других деформаций слоистости. Слоистость обусловлена неодинаковым гранулометрическим составом, тончайшим переслаиванием глин и алевролитов, послойным распределением слюд, пирита, карбонатных минералов и органического вещества. По литологическим особенностям пород, строению и полноте разрезов выделяются северо-восточная, центральная и западная литолого-фациальные зоны, характеризующиеся 3 типами разрезов (рис. 4.32).

Северо-восточная зона территориально совпадает с Оршанской впадиной. Редкинский горизонт здесь вскрывается буровыми скважинами Орша 4 (д. Межа) (Рифей и венд ..., 1976), Орша 3 (д. Шумилино), Орша 2 (д. Барздовка) (Опорные ..., 1972), Богушевск 2 (г.п. Лиозно) (Махнач и др., 1975), Богушевск 1, Городок, Толочин 29 (д. Прошика), Борисов 22 (д. Погодица), Червень 3 (д. Бородино) и др. Наиболее полный и мощный (130 м) разрез вскрыт в скв. Богушевск 2 (гл. 600—730 м), где выделяются три однотипно построенных ритма. Нижняя часть каждого из них сложена разно-, крупно- и среднезернистыми песчаниками, в основании гравийными, выше преимущественно мелкозернистыми полевошпатово-кварцевыми, нередко со значительным содержанием биотита, с глинистым (каолинит-гидрослюдистым), глинисто-алевритовым, прослоями и участками доломитовым, изредка гипсовым цементом. Вверх по разрезу в песчаниках появляются прослои алевролитов, они сменяются пачкой переслаивания песчаников и алевролитов. Выше залегает пачка тонкослоистых слюдистых алевролитов и тонкопелитовых глин. Глины неодинаковой степени дисперсности, часто с различной примесью алевритового материала. Установлены пелитовые, алевритовые и песчано-алевритовые разности, образующие прослойки, слои и пласты различной мощности от долей миллиметра до десятков сантиметров, реже (в кровле ритмов) довольно однородные пачки. По минеральному составу глины гидрослюдистые с повышенным содержанием рассеянного органического вещества и пирита, а также неравномерной вкрапленностью доломита. В кровле ритмов глины постепенно грубеют, в них появляются прослои алевритового материала, они переходят в слюдистые разнозернистые песчанистые алевролиты. По биотиту в алевролитах развиваются карбонатные минералы, гидроокислы железа, пирит, а в кровле — глауконит.

Соотношение типов пород в разных ритмах различное. Нижний из них (гл. 694—730 м) состоит из базальной пачки песчаников (мощность 3 м), алевролитов (4 м), песчаников (13 м) и алевритовых глин (16 м). Средний ритм (664—694 м) преимущественно песчано-алевритовый (22 м), лишь верхняя его часть сложена алевритовыми глинами (8 м). Верхний ритм (600—664 м) наиболее мощный, сложен преимущественно глинами в верхней части (36 м), залегающими на пачке переслаивания алевролитов и песчаников (6 м), ниже залегают глины (11 м), базальная часть ритма (10 м) сложена песчаниками.

В глинистых прослоях (из интервала 625—724 м) содержатся акритархи *Stictosphaeridium Tim.*,

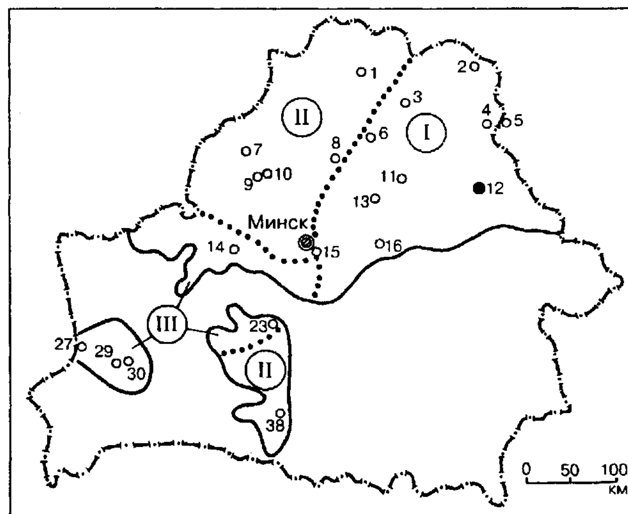


Рис. 4.32. Структурно-фациальное районирование территории Беларуси в редкинское время.

Структурно-фациальные зоны: I — северо-восточная, II — северо-западная и южная, III — юго-западная. Остальные условные обозначения на рис. 4.2.

Origmatosphaeridium flexuosum (Tim.), O. cf. rubiginosum Andr., Asperatosphera baulensis Scep., Gloecapsomorpha sp. Обнаружены также бесформенные фрагменты растительных тканей и лентовидных водорослей, встречаются единичные кольцевидные образования плохой сохранности. По заключению Л.В. Пискун и Е.А. Асеевой подобные формы описаны из редкинской свиты Московской синеклизы Н.А. Волковой (1964) и Е.М. Андреевой (1966).

Примерно такой же разрез редкинского горизонта, как в скв. Богушевск 2, вскрыт скв. Лепель 1 в интервале 382—520 м.

Разрезы редкинского горизонта в краевых частях северо-восточной литолого-фациальной зоны отличаются более грубым гранулометрическим составом отложений, сокращением мощностей в целом и в отдельных ритмах. Разрез, вскрытый скв. Толочин 29 (д. Прошика Крупского р-на) юго-западнее Лиозно, мощностью 121 м (гл. 298—419 м), характеризуется преимущественно песчано-алевритовым составом отложений (см. рис. 4.28). Залегает на лиозненской свите волынской серии и перекрывается отложениями витебского горизонта среднего девона, под которыми залегают:

V_2 rd$_{III}$. 298—315 м — алевролиты глинистые, темно-серые, тонкослоистые, с пленками органического вещества, слюдистые, переслаивающиеся со светло-серыми песчаными алевролитами, переходящими в мелкозернистые алевритистые песчаники. В кровле (мощность 1 м) пятнами и полосами сильногематизированные;

315—338 м — песчаники светло-серые, разнозернистые, в верхней части мелкозернистые, с мелким гравием, прослоями крупнозернистые, гравийные, аркозовые, средне и крепко сцементированные, с глинистым и карбонатно-глинистым, участками пойкилитовым гипсовым цементом. В верхней части содержат прослои темно-серых слюдистых алевролитов.

V_2 rd$_{II}$. 338—354 м — алевролиты темно-серые, микрослоистые. Тонкие слойки светло-серого крупнозернистого алевритового материала образуют горизонтально-пологоволнистую, косослоистую и плойчатую слоистость. В наиболее тонких глинистых разностях алевролиты темно-серые, с пленками пиритизированного, слегка окисленного органического материала. В верхней части прослои песчано-алевритового материала более частые, здесь много линзовидных и плойчатых текстур. В кровле отмечен прослой (2 см) сидерита;

354—365 м — пачка тонкого переслаивания алевролитов темно-серых неравномерно глинистых и песчаников светло-серых мелкозернистых и разнозернистых, с линзовидной деформированной слоистостью. В алевролитах много пленок органического вещества;

365—372 м — песчаники серые, средне-мелкозернистые, реже разнозернистые, с лепешками и примазками темно-серых алевритовых глин, косоволнистослоистые, с прослойками гравелитов в нижней части, средне и крепко сцементированные и рыхлые, с включениями каолинита. Встречаются прослои песчаников крепких с базальным доломитово-гипсовым цементом.

V_2 rd$_I$. 372—383 м — алевролиты темно-серые с тонкими прослоями и линзами светло-серых крупнозернистых песчаных алевролитов горизонтально-, пологоволнисто- и линзовидно-слоистые, участками со следами деформации слоистости. Встречаются прослои до 0,1 м светло-серых, средне-мелкозернистых песчаников с карбонатным цементом, с примазками зеленовато-серых алевритовых глин. В алевролитах обилие черных пленок органического вещества;

383—402 м — аргиллиты темно-серые, в наиболее грубых разностях алевритовые, зеленовато-серые, толсто- и тонкоплитчатые, тонкослоистые (слоистость нерегулярная неправильно-волнистая, деформированная), участками с буровато-черными пленками органического вещества. Аргиллиты сменяются песчаниками базальных слоев ритмопачки;

402—419 м — песчаники светло-серые с присыпками темно-серого глинисто-алевритового материала по неровным плоскостям наслоения, неправильно-волнисто-слоистые, с обильными “лепешками” темно-серых алевролитов, средне-мелкозернистые, в основании разнозернистые, полевошпатово-кварцевые с каолинитом. Базальные слои валдайской серии.

В алеврито-глинистых прослоях из интервала 302—397 м отмечено обилие пленок органического вещества, растительный детрит и обрывки лентовидных водорослей. Л.В. Пискун определен нижневалдайский комплекс акритарх: *Trachisphaeridium baulensis (Schep.),*

T. particularis (Schep.), Protosphaeridium densum Tim., P. laccatum Tim., Leiosphaeridia effusa (Schep.), L. aperta (Schep.), L. pellucida (Schep.), L. culta (Andr.), Stictosphaeridium implicatum Tim., S. sinopticuliferum Tim., Policavita sp., Origmatosphaeridium rubiginosum (Andr.).

Подстилаются отложения валдайской серии алевролитами лиозненской свиты волынской серии.

Южнее г.п. Лиозно в опорной скв. Орша 2 разрез редкинских отложений при сохранении его строения и полноты отмечается резким до 68,4 м (гл. 470—538,4 м) сокращением мощностей как горизонта в целом, так и его ритмов: до 44 м (470—514 м) верхнего, 15,5 (514—529,5) среднего и 8,9 м (529,5—538,4 м) нижнего (Бессонова и др., 1972). Здесь под отложениями витебского горизонта девона залегают:

V_2 **rd**$_{III}$. 470,0—505,6 м — аргиллиты зеленовато-серые, пятнами и прослоями темно-коричневые, реже сиренево-фиолетовые;

505,6—507,8 м — алевролиты светло-серые и зеленовато-серые, крупнозернистые, песчаные, кварцево-аркозовые, слабослюдистые, пиритизированные, с неправильной тонкогоризонтальной линзовидной слоистостью, участками осложненной складками сползания. Цемент каолинит-гидрослюдистый, с пятнами тонкозернистого кальцита. Характерны нитевидные остатки водорослей темно-коричневого цвета;

507,8—509,8 м — песчаники светло-серые, средне-мелкозернистые, с небольшой примесью алеврита, неслоистые, с цементом (30—40 %) смешанного типа (доломит, кальцит, гипс, барит, каолинит);

509,8—512,8 м — алевролиты темные, зеленовато-серые, слюдистые, тонкоритмично-горизонтально- и линзовидно-горизонтально-слоистые, неравномерно переслаивающиеся с более светлыми алевролитами без слюды. Цемент глинистый и глинисто-доломитовый, контактово-порового и базального типа;

512,8—514,0 м — песчаники светло-серые, сверху 0,1 м по керну мелко-среднезернистые, с прерывистой косоволнистой и волнистой слоистостью, с каолинит-доломитовым цементом. Ниже по разрезу песчаники разнозернистые, преимущественно крупно- и среднезернистые, крепкие, с пойкилитовым доломитовым цементом, с однонаправленной косой слоистостью.

V_2 **rd**$_{II}$. 514,0—518 м — тонкое переслаивание зеленовато-серых слюдистых аргиллитов и микалитов из слойков крупночешуйчатой гидрослюды и измененного биотита (от 10—15 до 35—45 %), со светло-серыми разнозернистыми алевролитами полевошпатово-кварцевого состава. Слоистость тонкая ритмично-горизонтальная и более грубая линзовидно-горизонтальная. В средней части пачки крупные складки сползания. Цемент полиминеральный (пирит, каолинит, гидрослюда, доломит). Много микросферических выделений и скоплений пирита и темно-коричневого органического вещества;

518,0—521,6 м — алевролиты светло-серые, разнозернистые, полевошпатово-кварцевые, слабослюдистые, со значительным содержанием песчаного материала в виде линз и прерывистых прослойков. Цемент глинистый (10 %) контактового типа. Много пирита;

521,6—529,5 м — песчаники светло-серые, средне-мелкозернистые, в верхней и нижней частях разнозернистые с базальным доломитово-гипсовым цементом, однонаправленно-косослоистые. По всей толще встречаются прослойки нитевидно-слоистой алевритовой глины и каолинизированных микалитов с прерывистой неправильно-волнистой слоистостью.

V_2 **rd**$_I$. 529,5—537,0 м — алевролиты серые, полевошпатово-кварцевые, слюдистые, мелкозернистые, слоистые, с обильным глинистым цементом, в нижней части крупнозернистые, песчанистые, неравномерно слюдистые, с глинистым (гидрослюдистым) цементом. Много аморфных красно-бурых вкраплений и сгустков гидроокислов железа, встречается пирит, хлорит;

537,0—538,4 м — песчаники светло-серые, полевошпатово-кварцевые, слоистые, с доломитовым цементом, сверху мелкозернистые, в нижней части разнозернистые, алевритовые, с большим количеством гравия. Сложены зернами кварца (75—78 %), полевых шпатов (15—20 %) и обломков гранитоидных пород и аргиллитов (5—6 %). Многочисленны крупные стяжения микрозернистого каолинита. Базальный горизонт валдайской серии.

Центральная литолого-фациальная зона охватывает Латвийскую седловину, Вилейский погребенный выступ с Воложинским грабеном на севере Беларуси и западную периклинальную часть Припятского прогиба на сочленении с восточным склоном Полесской седловины. Отложения редкинской свиты сохраняют здесь трехчленное ритмичное строение, но отличаются преимущественно песчаным составом и преобладающей красноцветной окраской пород. Характеризуются разрезами, вскрытыми буровыми скважинами Любань 1, Вилейско-Свислочская 059 (д. Бородино), Нарочь 101 (д. Теляки), Бегомль 5, Минск опорная (Рифей и венд ..., 1976), Минск ВСК, Минск 1 (д. Чурилово), Минск 12 (д. Воловники), Минск 14 (д. Озеро), Минск 30 (д. Хотляны) (Веретенников и др., 1966), Аксаковщина, Заславль, Ждановичи и др.

В скв. Любань 1 под отложениями постепенно краснеющей к подошве толщи котлинского горизонта с мощными песчано-дресвяными базальными слоями в основании залегают образования редкинского горизонта, имеющего трехчленное строение (рис. 4.33). От размыва сохранилась нижняя грубопесчаная пачка верхнего (302—322 м) ритма, второй ритм (322—377 м) с сохранившимися слоями сероцветной алеврито-глинистой пачки, с пленками органического вещества на фоне преобладающей красноцветности всего разреза и слоем

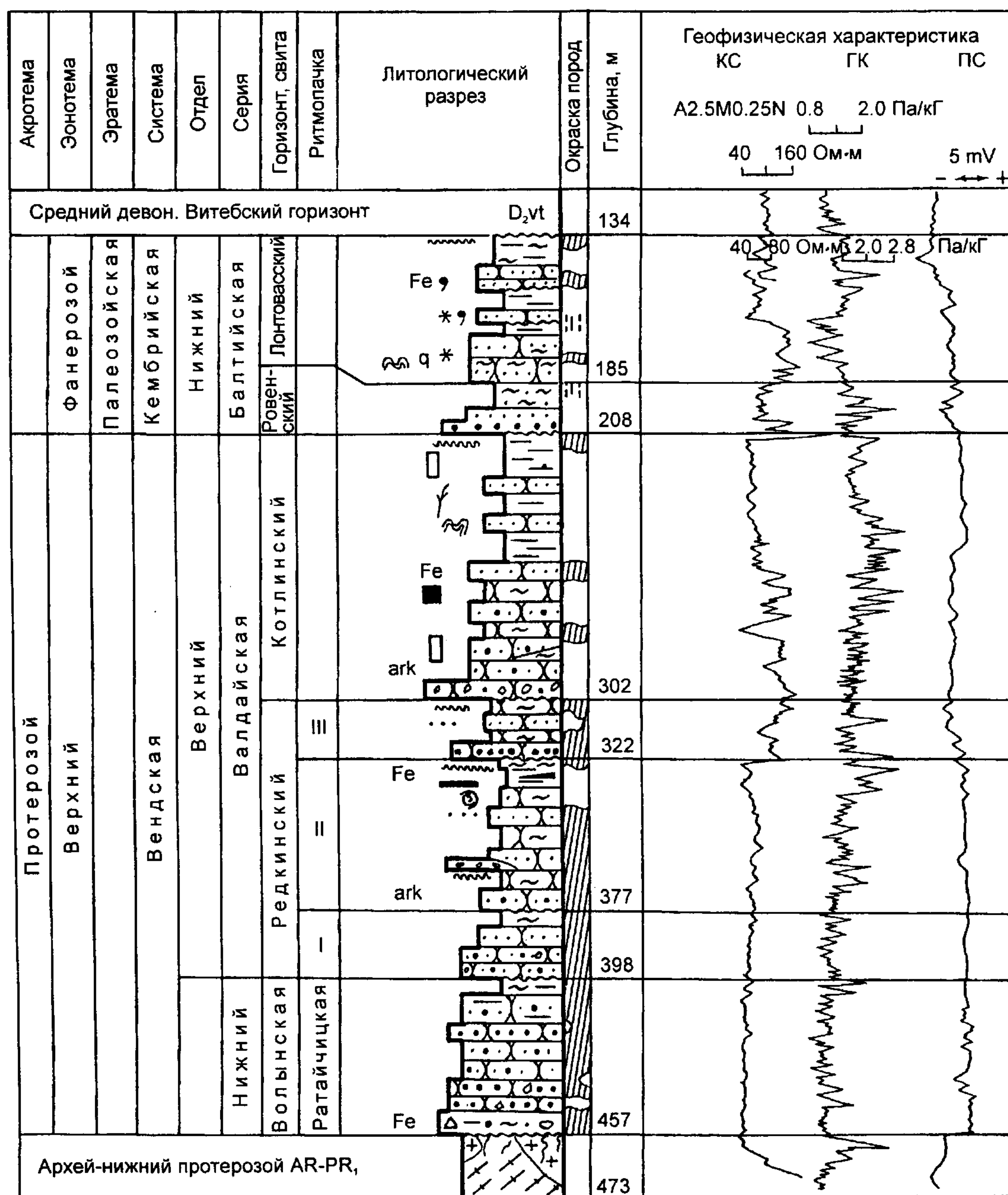


Рис. 4.33. Литолого-стратиграфический разрез венда в скв. Любань 1. Условные обозначения на рис. 4.2.

ярко-желтых глин (разложившихся "пепловых туфов") и нижний ритм (377—398 м), представляющий грубопесчаную базальную толщу валдайской серии. Под отложениями котлинского горизонта здесь вскрыты:

V_2 **rd**$_{III}$. 302—322 м. Пачка песчаников лиловато-коричневых, мелкозернистых, глинистых, рыжевато- и розовато-серых более грубых, разнозернистых, часто мелкодресвяных, грубослоистых, со шлихами темноцветных минералов. В верхней части песчаники содержат 6 слоев (от нескольких до 30 см) коричневых алевролитов. Полосами и пятнами породы вторично осветлены. В основании (1 м) песчаники розовато-серые, мелкозернистые, волнисто-слоистые, полевошпатово-кварцевые, слюдистые. В песчаниках встречаются плоские обломки коричневых алевролитов и аргиллитов. На гл. 320 м слой (0,2 м) грубозернистого, мелкогравийного песчаника аркозового состава.

V_2 **rd**$_{II}$. 322—323 м — алевролиты коричневые, глинистые, переходящие в аргиллиты, полосами и пятнами охристо-бурые и красно-коричневые с тонкими линзочками песчаников, с обильным естественным шлихом темноцветных минералов. В кровле породы обохренные и гематизированные (кора выветривания);

323—325 м — песчаники серые, разнозернистые, косо- и волнисто-слоистые, полевошпатово-кварцевые, со шлихами;

325—333 м — пачка сероцветных алевролитов, аргиллитов и песчаников: а) 3 м — аргиллиты темносерые с пепельным оттенком, тонкослоистые, алевритистые с черными пленками органического вещества; б) 4,6 м — аргиллиты и алевролиты серые, такие же как и выше, но с линзочками мелкозернистых полевошпатово-кварцевых песчаников, в нижней части (0,3 м) песчаники разнозернистые дресвяные; в) 0,5 м — аргиллиты ярко-охристо-желтые, тонкие, массивные и тонкогоризонтально-слоистые (маркирующий слой "пепловых туфов");

333—341 м — алевролиты темно-коричневые, глинистые, слоистые и массивные с землисто-комковатой текстурой в неравномерном переслаивании. Содержат прослои (до 5 см) светло-серых глинистых аркозовых песчаников;

341—377 м — пачка переслаивания алевролитов темно-коричневых, слоями слабоожелезненных, и песчаников лиловато-коричневых мелкозернистых, слабосцементированных, с редкими маломощными линзами аркозовых гравелитов.

V_2 rd_I. 377—398 м — пачка песчаников лиловато-коричневых, разнозернистых, прослоями мелкозернистых и мелкогравийных, слабосцементированных. Базальный горизонт валдайской серии.

На юге Беларуси для центральной литолого-фациальной зоны (сочленение западной части Припятского прогиба и восточного склона Полесской седловины) наиболее полным и характерным для нижневалдайской подсерии (редкинская свита) является ее разрез, вскрытый в 7 км южнее — юго-восточное г. Лунинца скв. Пинск 26 (Махнач и др., 1995).

Отложения редкинской свиты в скв. Пинск 26 мощностью 80 м (471—551 м) с размывом залегают на лиозненских. Свита имеет нерегулярно ритмичное строение. В ней выделяются три ритмопачки. Их мощность соответственно снизу вверх 27 м (524—551 м), 24 (500—524 м) и 29 м (471—500 м). Нижняя часть пачек сложена песчаниками наиболее грубыми (разно- и крупнозернистыми) в основании пачек, верхняя — однородными или переслаивающимися с песчаниками алевролитами.

Под отложениями верхневалдадской подсерии (котлинская свита) залегают:

471—482 м — сероцветная пачка тонкого переслаивания алевролитов и песчаников. Преобладают алевролиты темно-серые, глинистые, с тонкими линзочками и прослойками светло-серых мелкозернистых аркозовых песчаников, волнисто- и линзовидно-слоистые, со следами сингенетичных деформаций;

482—500 м — песчаники рыжевато-серые, в кровле осветленные, мелкозернистые, аркозовые, слюдистые, волнисто-слоистые, со шлиховыми присыпками;

500—508 м — алевролиты красно-коричневые, с нерезкими пятнами и полосами светло-серого цвета, глинистые, в более грубых разностях слюдистые, косо-волнисто-слоистые, переходящие вниз по разрезу в массивные, в кровле обохренные;

508—524 м — переслаивание песчаников мелкозернистых, разнозернистых и крупнозернистых и алевролитов. Песчаники лиловато-розовые, участками осветленные коричневато-розовые и буровато-розовые, в верхней части преимущественно мелкозернистые, в нижней преобладают разнозернистые, с линзами гравийных песчаников, аркозовые, косослоистые и неясно слоистые. Алевролиты розовато-серые и лилово-розовые, пятнами светло-серые, в нижней части коричневые, глинистые. Характерно переслаивание прослоев песчаников (от 0,5 до 1 м) и алевролитов (от 0,2 до 0,8 м). Базальная часть редкинского ритма;

524—527 м — алевролиты коричневые, пятнами осветленные, глинистые;

527—535 м — песчаники розовато-бурые и лилово-коричневые, средне-мелкозернистые и разнозернистые, аркозовые, косо- и косоволнисто-слоистые, с обильным естественным шОлихом и слюдистыми присыпками по плоскостям наслоения;

535—537 м — алевролиты темно-коричневые, полосами зелено-серые, глинистые, неправильно-волнисто-слоистые;

537—551 м — песчаники розовато-бурые, мелкозернистые и разнозернистые, аркозовые, косо- и косоволнисто-слоистые, с обилием присыпок естественного шлиха темноцветных минералов. Базальный горизонт валдайской серии.

В западной литолого-фациальной зоне (северо-восточный склон Белорусской антеклизы и северная часть Подлясско-Брестской впадины) отложения редкинской свиты отличаются грубым составом, резким уменьшением мощностей, вплоть до выклинивания на своде Белорусской антеклизы. В разрезе преобладают песчаники, преимущественно разнозернистые, гравийные, гравелиты и дресвяники. По циклическому анализу строения этих толщ в наиболее полных разрезах здесь также возможно выделение до 3 седиментационных ритмов. Одним из наиболее представительных в этой зоне на северо-восточном склоне Белорусской антеклизы является разрез, вскрытый скв. Столбцы 63 (д. Рудня Налибокская) на гл. 163—265 м. В нем выделены три ритмопачки: нижняя (245—265 м), средняя (194—245) и верхняя (163—194 м) (см. рис. 4.30). Разрез свиты имеет следующее строение:

V_2 rd_{III}. 163—194 м — пачка тонкоплитчатых мелкозернистых песчаников светло-серых и розово-серых, с прослоями (0,2—0,3 м) красно-бурых и лилово-бурых алевролитов, иногда тонкопереслаивающихся с песчаниками. Слоистость пестроцветной части пород

полого- и косоволнистая. В нижней части песчаники более грубые, разнозернистые. Для всей толщи характерно обилие естественного шлиха темноцветных минералов. Контакт с перекрывающими отложениями резкий, с подстилающими — постепенный.

V_2 rd$_{II}$. 194—245 м — пачка грубых терригенных пород красно-бурой, пятнами зелено-серой окраски. В толще преобладают гравелиты и дресвяники, в верхней части — песчаники разнозернистые, аркозового состава с глинистым цементом, грубо-косослоистые.

V_2 rd$_{I}$. 245—265 м — песчаники красноцветные мелкозернистые, разнозернистые и гравийные, полевошпатово-кварцевые, с глинистым, пятнами доломитовым цементом. Базальный горизонт валдайской серии.

На юго-западе в пределах Подлясско-Брестской впадины редкинские отложения залегают на волынской серии, перекрываются отложениями котлинского горизонта. Мощность их от 20—30 до 55 м. В разрезе здесь преобладают песчаники красно-бурые и серые, разно- и крупнозернистые, кварцево-полевошпатовые, с прослоями конгломератов, со значительным содержанием гравия и гальки кварца и полевых шпатов. Обломочный материал песчаников остроугольный, несортированный, в его составе кварц (60—65 %), полевые шпаты (35—40 %), магнетит, ильменит, лимонит, циркон, гранат.

В разрезе, вскрытом скв. Волковыск 2 (д. Трухоновичи), редкинские отложения пройдены в интервале 374—431 м. Здесь под отложениями котлинского горизонта залегают (см. рис. 4.31):

374—406 м — пачка переслаивания красноцветных мелко- и разнозернистых песчаников полевошпатово-кварцевого состава с вкрапленностью каолинита. Мелкозернистые песчаники, преобладающие в верхней части разреза, розовато-коричневые, слюдистые, в кровле и ниже отдельными прослоями ожелезненные. Разнозернистые песчаники в нижней части содержат маломощные прослои и линзы мелко- и среднегравийных аркозовых гравелитов;

406—431 м — пачка осветленных каолинизированных разно- и грубозернистых полевошпатово-кварцевых песчаников, с прослоями мелкозернистых песчаников в верхней части. В 1,5 м от подошвы содержатся прослои коричневых глинистых, ожелезненных песчаников. Это базальный горизонт валдайской серии. Подстилающие отложения — красно-бурые глинистые вулканомиктовые песчаники гирской (лиозненской) свиты волынской серии.

Котлинский горизонт (свита). Отложения котлинского горизонта распространены на северо-востоке Беларуси (Оршанская впадина, Вилейский погребенный выступ, северо-восточный склон Белорусской антеклизы) и на юго-западе в пределах Подлясско-Брестской впадины. По типам строения разрезов и их полноте выделяются 3 литолого-фациальные зоны — северо-восточная, северо-западная и юго-западная. Наиболее полные и мощные разрезы на северо-востоке (рис. 4.34). В разрезе с наибольшей мощностью 222 м, вскрытой скв. Орша 4 (д. Межа) в интервале 570—792 м, отложения котлинского горизонта залегают под отложениями витебского горизонта среднего девона (рис. 4.35). Толща образует здесь один крупный седиментационный ритм, состоящий из 3 пачек: нижней — песчаной, средней — глинисто-алевритовой и верхней — глинистой (Рифей и венд ..., 1976).

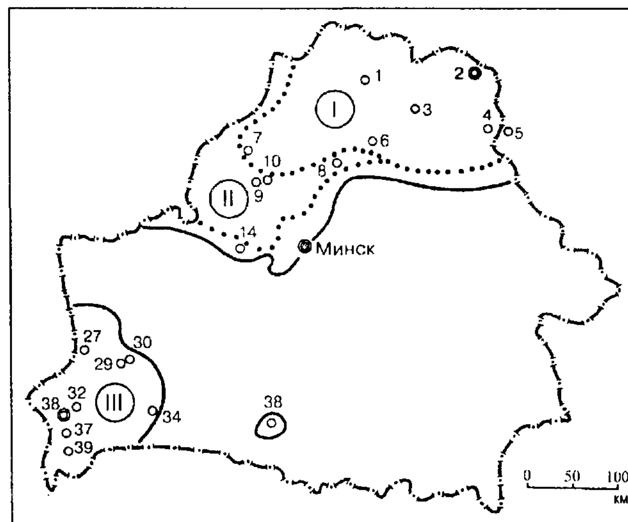


Рис. 4.34. Структурно-фациальное районирование территории Беларуси в котлинское время.

Структурно-фациальные зоны: I — северо-восточная, II — северо-западная, III — юго-западная. Остальные условные обозначения на рис. 4.2.

Нижняя — базальная пачка (гл. 762—792 м) сложена грубопесчаными и песчано-гравийными породами. Песчаники серые, разнозернистые, гравийные, с прослоями гравелитов олигомиктового состава (10—25 % полевых шпатов), в наиболее мелких разностях слюдистые, с доломитовым, глинистым, иногда сульфатным (гипсовым, баритовым) цементом базального и порового типа. В подошве в песчаниках встречаются угловатые обломки пепельно-серых алевритовых глин из подстилающих пород редкинской свиты.

Средняя глинисто-алевролитовая пачка (гл. 710—762 м) сложена пепельно-серыми, в разной степени глинистыми алевролитами и ритмично-слоистыми алеврито-глинистыми породами, часто переходящими в глины с тонкой горизонтальной, пологоволнистой и линзовидной слоистостью, иногда с текстурами подводного сползания. В нижней части (с гл. 745 м) породы более грубые. Здесь наблюдается тонко- и микрослоистое чередование крупно- и разнозернистых, иногда песчанистых алевролитов слюдисто-полевошпатово-кварцевого состава и глинистых сильнослюдистых мелкозернистых алевролитов, переходящих иногда в алев-

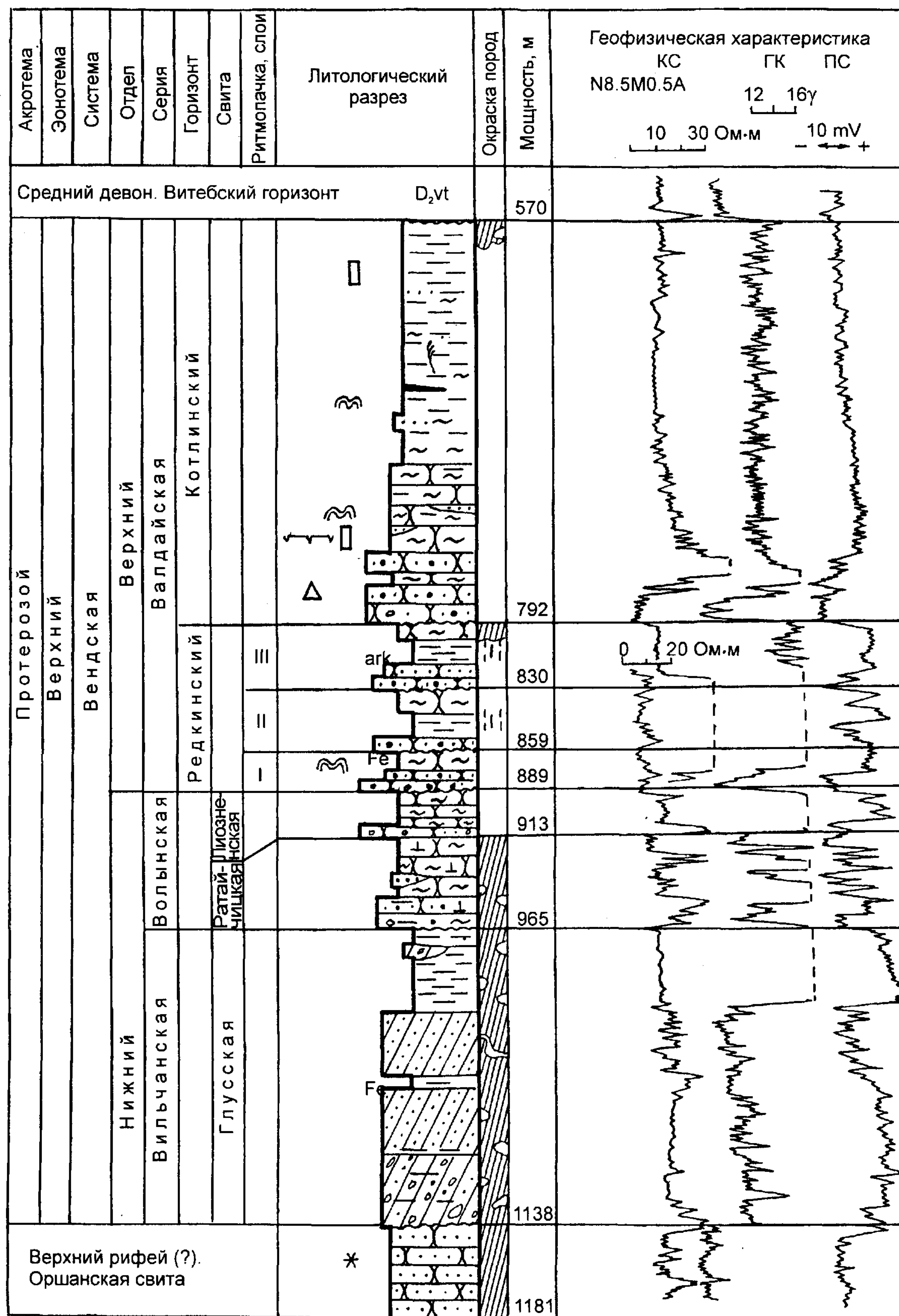


Рис. 4.35. Литолого-стратиграфический разрез в скв. Орша 4 (д. Межа). Условные обозначения на рис. 4.2.

ритовую глину. В основании появляются линзы и прослои (1—20 мм) мелкозернистых песчаников. Из аутигенных минералов встречается пирит, образующий мелкую редкую вкрапленность, и сидерит в виде мелких псевдосферолитов, линзовидных конкреций и микропрослоев.

Верхняя глинистая пачка (гл. 570—710 м) сложена голубовато-серыми пепельно-серыми, реже зеленовато-серыми, иногда алевритовыми глинами, с многочисленными нерезкими прослоями тонкоритмичнослоистых алеврито-глинистых пород. Слоистость преимущественно линейная и прерывисто-линзовидная, реже полого-неправильно-волнистая, иногда деформированная подводным оползанием или взмучиванием осадка. Характерно обилие стяжений линз и тонких сидерито-глинистых прослоев. Нередко глины обогащены органическим веществом, много "ляминаритовых" пленок бурого органического вещества с обрывками лентовидных водорослей вендотениевой флоры. В мелкой вкрапленности и сферолитовых выделениях встречается пирит, изредка линзовидные прослойки гипса. Встречаются пиритизированные ходы червей. В верхней части (~ до гл. 580 м) глины пестроцветные, пятнами и полосами лилово-коричневые и зеленовато-серые, слабоалевритистые (преддевонская кора выветривания).

Южнее и юго-западнее в скважинах Орша 3 (д. Шумилино), Богушевск 2 (г.п. Лиозно), Лепель 1 (сан. Борздовка), Новополоцк 2 и др. мощность горизонта уменьшается до 130—62 м.

В отложениях котлинского горизонта встречены остатки водорослей *Vendotaenia antiqua Gnil.*, *Leiotrichoides typicus Herman.* (опр. М.Б. Гниловской), Л.В. Пискун определен верхневалдайский комплекс акритарх: *Leiosphaeridia gigantea (Schep.), L. effusa (Schep.), L. culta (Andr.), L. magna (Schep.), L. duricoria (Andr.), L. pellucida (Schep.), Leiosphaeridia sp., Baulinella foveclata Schep., Origmasphaeridium rubiginosum Andr.*

В северо-западной структурно-фациальной зоне в разрезах преобладают грубoтерригенные отложения, что обусловлено фациальными изменениями в краевых частях котлинского седиментационного бассейна (скв. Любань 1) и глубоким эрозионным срезом на склонах Белорусской антеклизы, в результате чего от размыва сохранились лишь базальные слои (скв. Столбцы 63).

В разрезе, вскрытом скв. Любань 1 (гл. 208—302 м), под отложениями балтийской серии кембрия залегают (см. рис. 4.33):

V_2 kt. 208—233 м. Пачка сероцветных алевролитов с сидеритовыми конкрециями. Алевролиты глинистые, слюдистые, переходящие в грубопелитовые глины синевато-серой окраски, тонкогоризонтально- и пологоволнисто-линзовидно-слоистые, с обилием линз и округлых стяжений желтовато-коричневого сидеритового мергеля, с пленками органического вещества. Содержат прослои и линзы более грубых алевролитов, переходящих в мелкозернистые песчаники. В верхней части (мощность 1,5 м) алевролиты обохренные;

233—252 м. Пачка полосчатых алевролитов с частыми прослоями и линзами песчаников. В верхней части (до 245 м) преобладают алевролиты серые с редкими тонкими полосками красно-коричневых, ниже алевролиты коричневые, более грубые, сильнослюдистые, с частыми прослоями и линзами серых мелкозернистых песчаников волнисто-слоистых, с обильными шлихами темноцветных минералов. В некоторых прослоях наблюдается лиловый оттенок, текстуры сползания и редкие стяжения пирита;

252—269 м — грубое переслаивание темно-коричневых плитчатых слюдистых тонкослоистых алевролитов (мощность 0,3—0,8 м) и буровато-розовых мелко- и среднезернистых песчаников (0,2—0,6 м) косослоистых, с обильными шлихами, с линзами разно- и крупнозернистых песчаников. В кровле песчаник темно-коричневый, сильногематизированный;

269—274 м — алевролиты темно-коричневые, полосами зеленовато-серые, тонкоплитчатые, с прослоями (до нескольких сантиметров) мелкозернистых песчаников и аргиллитов;

274—286 м — песчаники светло-серые, крупнозернистые, с мелкой дресвой и плоскими обломками серых алевролитов, крепкие, с базальным глинисто-карбонатным цементом до гл. 279 м. Ниже песчаники лиловато-коричневые, разнозернистые, некрепкие, с глинистым, гнездами карбонатным цементом;

286—302 м — пачка лиловато-коричневых, прослоями рыжевато-коричневых песчаников разнозернистых, прослоями мелко-среднезернистых, в нижней части дресвянистых, переходящих внизу (15 м) в дресвяные гравелиты с редкими крупными обломками коричневых аргиллитов. Цементация неравномерная от рыхлой до очень крепкой. В верхней части (1,5 м) прослои коричневых алевролитов.

В скв. Столбцы 63 (Рудня Налибокская) котлинские отложения залегают под меловой толщей, имеют мощность 41 м (гл. 122—163 м) (см. рис. 4.30). Здесь вскрыты:

V_2 kt. 122—130 м — гравелиты и дресвяники светло-серые, аркозовые, с обильными присыпками естественного шлиха рудных минералов, крепкие, косослоистые;

130—163 м — песчаники красно-бурые, пятнами светло-серые, преимущественно разнозернистые, гравийные и дресвяные, вверх по разрезу переходящие в мелкозернистые, с прослоями алевролитов, образующие крупный седиментационный ритм. Дресвяники в подошве крепкие, косослоистые, состоят из обломков преимущественно желтого полевого шпата и кварца. Среди них встречаются маломощные (до 5 см) прослои

мелкозернистых песчаников, с обильными присыпками шлиха рудных минералов, а также прослои крепких розовых песчаников с карбонатным цементом. Встречаются тонкие (до 5 см) прослойки кавернозного доломита с пиритом в кавернах. Слоистость грубая косая и косоволнистая. Алевролиты в прослоях красно-бурые, сильнослюдистые, с текстурами подводного сползания и линзами песчаного материала. Подстилаются отложениями третьего седиментационного ритма редкинского горизонта.

В юго-западной структурно-фациальной зоне (восточная часть Подлясско-Брестской впадины) отложения котлинского горизонта залегают на отложениях гирской или ратайчицкой свит, перекрываются образованиями ровенского горизонта или юры. Они имеют резко изменчивые по площади мощности от 10—65 до 73—102 м, груботерригенный состав отложений, преимущественно дресвяно-гравийно-песчаный с редкими маломощными глинисто-алевритовыми прослойками.

Сходные по литолого-фациальным особенностям с котлинскими отложениями северо-востока Беларуси и биостратиграфически обоснованные образования котлинского горизонта вскрыты на крайнем юго-западе этой зоны скважинами Брест 17К (д. Страдечь) в интервале 816—844 м и Брест 1К (д. Скверики) в интервале глубин 1031—1081 м. Котлинские отложения в скв. Брест 17К представлены сероцветными ритмичнослоистыми алеврито-глинистыми, алеврито-песчаными породами и песчаниками, с типичными для котлинских отложений признаками: литологический состав, текстурные особенности (горизонтальная, линзовидно-волнистая с деформациями слоистость), широкое развитие железистых карбонатов (сидерит), слои интенсивно обогащенные темно-коричневыми и черными пиритизированными ("ляминаритовыми") пленками органического вещества и др. Под отложениями ровенского горизонта здесь вскрываются:

816—834 м — тонкослоистые, вплоть до листоватых ритмично-слоистые алеврито-глинистые породы и глины голубовато-серые и зеленовато-серые, неравномерно слюдистые (вплоть до микалитов). Характерны тонкая горизонтальная и неправильно-волнистая линзовидная слоистость, обусловленная линзовидными прослойками мелкозернистых песчаников и слюды, стяжения пирита, пленки органического вещества, остатки лентовидных бурых водорослей *Vendotaenia antiqua Gnil.* (опр. М.Б. Гниловской), котлинский комплекс акритарх *Leiosphaeridia* тип А (20—150 мкм), *L.* тип В (20—30 мкм), *L. sinica (Tim.), Baulinella faveolata Schep., Volyniella sp., Oscillatorites vernsdskii Schep.*, единичные *Leiosphaeridia aff. dechisca Pašk.* (определения Л.Т. Пашкявичене и Л.В. Пискун) (Стратиграфия ..., 1979).

На контакте с перекрывающими отложениями фиксируется местный размыв. Мелкозернистый песчаник в подошве ровенского горизонта залегает на размытой поверхности котлинских глин.

834—844 м — песчаники светло-серые олигомиктовые, мелкозернистые, с тонкими прослойками голубовато-серой глины и неравномерной концентрацией слюды (биотит, мусковит) по плоскостям наслоения, хорошо отсортированные, с отчетливой прерывистой косоволнистой слоистостью, обусловленной глинисто-слюдистыми присыпками по плоскостям наслоения.

Подстилающими являются красноцветные глинистые разнозернистые песчаники и алевролиты гирской свиты волынской серии. Тип разреза котлинского горизонта юго-западной зоны в груботерригенных фациях может быть охарактеризован отложениями, вскрытыми в скв. Волковыск 57 (д. Байки Пружанского р-на), где под карбонатными отложениями верхней юры вскрыты:

217—256 м — песчаники светло-серые, с гл. 221 м зеленовато-серые до желто-серых, с гл. 230 м красно-коричневые разнозернистые, реже средне-мелкозернистые, кварцево-полевошпатовые, среднесцементированные, с глинистым цементом, с редкими маломощными прослоями серых, сильнослюдистых алевролитов (до 0,1 м). В основании (0,5 м) песчаники темно-серые, крепкие, с вторичным окварцеванием и гнездами пирита в цементе;

256—285 м — песчаники грязно-серые с желтовато-зеленоватым оттенком, прослоями зеленые, с редкими нерезкими пятнами и полосами красно-бурые, преимущественно разно- и крупнозернистые с прослоями гравелита, в нижних 3 м аркозовые, косослоистые (слоистость подчеркивается слюдистостью, неравномерной глинистостью и сменой гранулометрического состава), пористые, среднесцементированные, с глинистым, а внизу гнездами с карбонатным цементом. Участками скопления слюды образуют прослои хлоритизированных микститов. На гл. 277 м встречен прослой зеленых и красно-бурых алевролитов;

285—359 м — песчаники желтовато-серые, полосами гематитово-красные (на гл. 290—304 м), ниже преимущественно красные, с полосами желтовато-коричневых, в нижней части желтовато-серые, разнозернистые, прослоями (до 0,3—0,4 см) чередующиеся с мелкозернистыми слюдистыми, образующими полосчатые желтовато-серые, красные и зеленовато-серые тонкогоризонтально-слоистые серии песчаных пород. В более грубых разностях слоистость косая. Встречаются прослои (до 10—15 см) и линзы грубых гравийных песчаников. Цемент в песчаниках глинистый, лишь в нижней части карбонатный. Состав пород аркозовый. В основании в песчаниках точечная вкрапленность каолинита. В кровле песчаники обохренные (около 4 см керна). Подстилаются песчаниками и гравелитами гирской свиты.

На рис. 4.36 дана корреляция вендских отложений Беларуси по разрезам отдельных типовых скважин.

Рис. 4.36. Корреляция литолого-стратиграфических разрезов венда Беларуси. Условные обозначения на рис. 4.2.

Глава 5

СТРАТИГРАФИЯ И ЛИТОЛОГИЯ ПАЛЕОЗОЯ

КЕМБРИЙСКАЯ СИСТЕМА

Кембрийский период характеризует относительно древнюю (570—510 млн лет) историю развития Земли, в течение которой произошли весьма важные изменения в развитии органического мира — различные типы беспозвоночных получили возможность строить скелет (Розанов, 1985), и среди микроводорослей появились более сложно построенные формы. Развитию органического мира способствовало глобальное расширение трансгрессии в кембрийское время, которая по площади распространения являлась максимальной на фоне других периодов фанерозоя. Значительные погружения испытывали материки Северного полушария, в то время как в Южной Америке, Африке, Австралии, Антарктиде преобладали поднятия (Ронов и др., 1974). В разных фациальных обстановках обитали резко отличные представители органического мира, которые очень трудно скоррелировать между собой в возрастном отношении. В результате кембрийская система оказалась единственной в палеозойской эре, не имеющей планетарного ярусного деления. Особенно трудной задачей явилось выделение ярусов в терригенных отложениях Восточно-Европейской платформы. В унифицированную стратиграфическую схему кембрийских отложений платформы (Решение ..., 1986) (табл. 5.1) ярусы перенесены во многом условно из Сибирской платформы (карбонатные разрезы) и требуют уточнения границ и объемов.

Расчленение разрезов кембрийских отложений Беларуси выполнено согласно Региональной стратиграфической схеме кембрийских отложений Белоруссии (Решения ..., 1983) (табл. 5.2), составленной на основе результатов палеонтологических и литолого-минералогических исследований, выполненных в 70-ые и более ранние годы (Махнач, 1958; Синичка и др., 1970; Зиновенко, Махнач, 1972; Бессонова, Пискун, 1977, 1978, 1979 и др.). Биостратиграфическую основу схемы составляют комплексы микрофитофоссилий (определения Н.А. Волковой, В.В. Кирьянова, Л.Т. Пашкявичене, Л.В. Пискун, Н.И. Умновой), брахиопод (определения В.Ю. Горянского, В.А. Коркутиса). Важное место при разработке схемы отведено литофациальным критериям и корреляции на их основе разрезов кембрийских отложений Беларуси с одновозрастными образованиями территории государств Балтии (Бессонова, Пискун, 1977, 1978, 1979; Зиновенко, Пискун, 1981). В бо-

Таблица 5.1

Унифицированная региональная стратиграфическая схема кембрийских отложений Русской платформы (Решение ..., 1986)

Общая стратиграфическая шкала				Региональные стратиграфические подразделения	
Система	Отдел	Надъярус	Ярус	Горизонты	
Кембрийская	Верхний		Аксайский		
			Сакский		
			Аюсокканский		
	Средний		Майский		
			Амгинский	Дейменский	
				Кибартайский	
	Нижний	Ленский	Тойонский	Раусвенский	
			Ботомский		
		Алданский	Атдабанский	Вергальский	Верхний подгоризонт
					Любомльский (нижний)
				Доминопольский	
			Томмотский	Лонтоваский	
Вендская				Ровенский	

Таблица5.2

Региональная стратиграфическая схема кембрийских отложений Беларуси (Решения ..., 1983)

Общая стратиграфическая шкала		Региональные стратиграфические подразделения	Корреляция местных стратиграфических разрезов			
			Юго-западный район		Северо-западный район	
Система	Отдел	Горизонты	Свиты		Свиты	
Кембрийская	Средний			Орлинская 68 м		
Кембрийская	Средний	Кибартайский	Высоковская серия	Ставская 49 м		Буйковская 17 м
Кембрийская	Нижний	Раусвенский	Высоковская серия	Величковичская 36 м		Буйковская 17 м
Кембрийская	Нижний	Вергальский	Высоковская серия	Бугская 64 м		
Кембрийская	Нижний	Талсинский	Высоковская серия	Спановская 150 м		
Кембрийская	Нижний	Лонтоваский	Балтийская серия	Страдечская 120 м	Балтийская серия	Лонтоваская 155 м
Кембрийская	Нижний	Ровенский	Балтийская серия	Рытская 20 м	Балтийская серия	Рудаминская 25 м

лее поздних работах (Абраменко, Зиновенко, Пискун, 1988, 1989, 1994; Abramenko et al., 1992; Abramenko, Zinovenko, 1992; Piskun, Zinovenko, 1992) детальными палеонтологическими и литолого-минералогическими материалами обоснована нижняя граница кембрийской системы в основании ровенского горизонта, уточнена граница между нижним и средним отделами кембрийской системы, выделены и охарактеризованы фации с показом последних на литолого-палеогеографических картах, составленных в процессе исследований.

С появлением Унифицированной стратиграфической схемы кембрийских отложений Русской платформы (Решение ..., 1986) возникли новые проблемы, требующие своего решения. Одной из таких проблем является выделение ярусов в терригенных разрезах кембрия, включая территорию Беларуси. Другая, не менее важная проблема касается объема кембрийской системы и, в частности, ее нижней границы. В Унифицированной стратиграфической схеме кембрийских отложений Русской платформы нижняя граница системы проведена в основании лонтоваского горизонта. В региональных стратиграфических схемах кембрийских отложений государств Балтии, Беларуси, Украины нижняя граница кембрийской системы совпадает с основанием ровенского горизонта. Последняя точка зрения была принята при выполнении тем по Международным проектам и сотрудничеству (Стратиграфия ..., 1979; Палеогеография ..., 1980; South-West Border ..., 1988; Abramenko et

al., 1992 и др.), а также при написании монографий (Махнач и др., 1985; Lendzion, 1983) и разработке региональных схем (Решения ..., 1978, 1983). Эта точка зрения будет отражена и в данной работе при описании кембрийских отложений Беларуси. Они распространены на территории республики в двух изолированных районах — юго-западном (Подлясско-Брестская впадина) и северо-западном (склон Балтийской синеклизы) (рис. 5.1).

В юго-западной части Беларуси вскрыт наиболее полный разрез кембрийских отложений, включающий нижний и средний отделы (рис. 5.2). Мощность отложений здесь достигает 436 м. В этом районе нижний кембрий имеет двучленное строение. Нижняя часть разреза известна в литературе как "дотрилобитовый нижний кембрий". Она включает ровенский и лонтоваский горизонты на территории Беларуси и государств

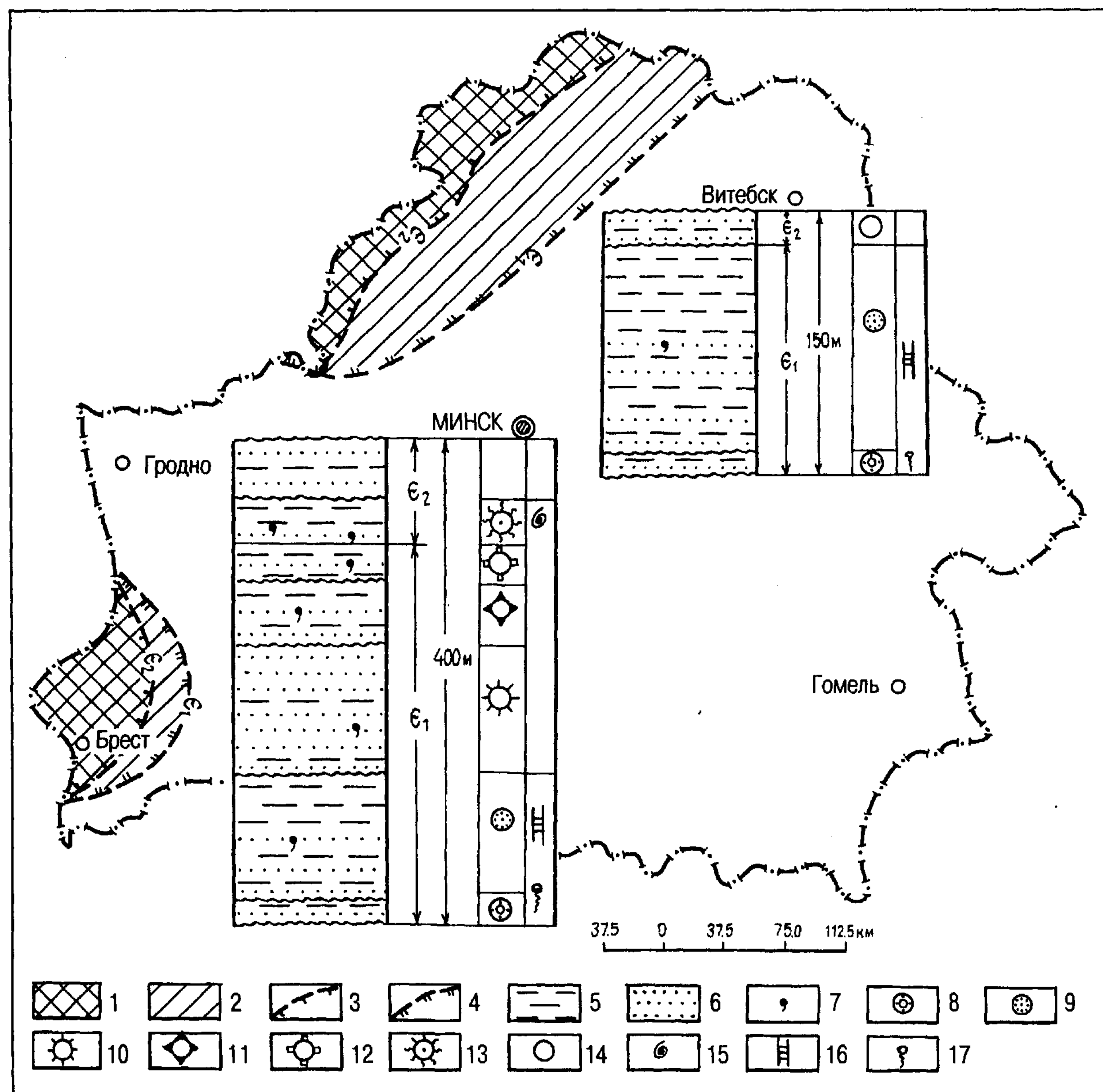


Рис. 5.1. Распространение кембрийских отложений на территории Беларуси.

1—2 — площади развития отложений: 1 — среднего кембрия, 2 — нижнего кембрия; 3—4 — границы распространения отложений: 3 — среднего кембрия, 4 — нижнего кембрия; 5 — глинистые породы; 6 — песчаники; 7 — глауконит; 8—14 — комплексы акритарх горизонтов: 8 — ровенского, 9 — лонтоваского, 10 — доминопольского, 11 — вергальского, 12 — раусвенского, 13 — кибартайского, 14 — среднего кембрия; 15 — *Brachiopoda*; 16 — *Platysolenites*; 17 — *Sabellidites*.

Рис. 5.2. Корреляция кембрийских отложений Подлясско-Брестской впадины.

1 — преимущественно глинистые породы; 2 — ритмичное переслаивание алевролитов и песчаников; 3 — алевролиты; 4 — песчаные породы; 5 — глинистые породы; 6 — конгломерат; 7 — пачка кварцевых песчаников; 8 — пачка пород с содержанием глауконита до 20 %; 9 — пачка ожелезненных пород; 10—12 — текстуры пород: 10 — горизонтальнослоистая, 11 — косослоистая, 12 — биотурбационная; 13 — кривая кажущегося электрического сопротивления (КС); 14 — кривая гамма-каротажа (ГК); 15—31 — минералы: 15 — лимонит, 16 — глауконит, 17 — повышенное содержание глауконита (до 20 %), 18 — сидерит, 19 — пирит, 20 — повышенное содержание пирита, 21 — фосфаты, 22 — доломит, 23 — повышенное содержание доломита, 24 — процентное содержание полевых шпатов, 25 — хлорит, 26 — каолинит, 27 — повышенное содержание каолинита, 28 — слюда, 29 — монтмориллонит, 30 — кальцит, 31 — апатит; 32 — беззамковые брахиоподы; 33 — *Platysolenites*; 34 — *Skolithos*; 35—41 — комплексы акритарх горизонтов: 35 — котлинского, 36 — ровенского, 37 — лонтоваского, 38 — доминопольского, 39 — вергальского, 40 — раусвенского, 41 — кибартайского; 42 — трилобиты; 43 — *Hyolithus*; 44 — растительные остатки; 45 — *Vendotenia*.

Балтии и коррелируется с зонами *Sabellidites* и *Platysolenites* кембрия Польши, томмотским ярусом Сибирской платформы, с субхолмиевым горизонтом Западной Европы. В местной стратиграфической схеме кембрийских отложений Беларуси по объему ей соответствует балтийская серия, объединяющая рытскую и страдечскую свиты.

Верхняя часть нижнекембрийского разреза — "трилобитовый кембрий", согласно Региональной стратиграфической схеме кембрийских отложений Беларуси (Решения ..., 1983), включает талсинский, вергальский, раусвенский горизонты, которые коррелируются с зонами *Mobergella*, *Holmia*, *Protolenus* Западно-Европейской зональной шкалы (территория Скандинавии, Польши и др.). В местной стратиграфической схеме Беларуси выделены спановская, бугская, величковичская свиты, составляющие большую часть объема высоковской серии. В связи с тем, что в Унифицированной стратиграфической схеме кембрийских отложений Русской платформы (Решение ..., 1986), согласно правилу приоритета, название "талсинский горизонт" заменено на "доминопольский горизонт", при описании кембрийских отложений Беларуси будем применять последнее название.

Отложения нижнего кембрия в Подлясско-Брестской впадине (юго-западный район) перекрыты породами среднего отдела в составе кибартайского горизонта (ставская свита) и не охарактеризованной палеонтологически орлинской свиты. В северо-западной Беларуси разрез кембрийских отложений включает нижний (ровенский и лонтоваский горизонты) и средний (буйковская свита) отделы (рис. 5.3).

Нижний отдел

Нижний отдел кембрийской системы объединяет ровенский, лонтоваский, доминопольский, вергальский и раусвенский горизонты, которым в местной стратиграфической схеме кембрийских отложений Беларуси соответствуют свиты (см. табл. 5.2). Детальную палеонтологическую и литолого-минералогическую характеристику эти свиты получили при изучении опорных разрезов скважин Скверики 1 и Страдечь 17 (рис. 5.4) (Абраменко, Зиновенко, Пискун, 1994; Piskun, 1992).

Ровенский горизонт (рытская, рудаминская свиты) несогласно залегает на отложениях верхнего протерозоя. Нижняя граница горизонта обосновывается палеонтологически сменой комплексов акритарх котлинского горизонта комплексами нижнекембрийскими, появлением сабеллидитид. Ровенский комплекс акритарх включает *Leiosphaeridia dehisca Pašk.*, *Teophipolia lacerata Kirjan.*, *Retisphaeridium densum Pašk.*, *Leiovalia striatella Pašk.*, *Ceratophiton sp.* Кроме акритарх, в ровенском горизонте на территории Беларуси определены вендотении *Tyrasotaenia podolica Gnil.*, *Dvinia fibrosa Gnil.*, а также остатки червей *Sabellidites cambriensis Jan.* В местной стратиграфической схеме кембрийских отложений Беларуси (Решения ..., 1983) ровенскому горизонту в разных структурно-фациальных зонах соответствуют **свиты: рытская** (юго-западный район) и **рудаминская** (северо-западный район). Свиты сложены песчаниками, алевролитами, глинами, которые ритмично чередуются между собой и группируются в 2 более крупных ритма. Песчаники в составе ритмов полевошпатово-кварцевые, разнозернистые, средне- и мелкозернистые с глауконитом (до 10 %), каолинитом (иногда до 60—80 %). Глинистая составляющая пород включает каолинит, гидрослюду, хлорит (2—3 %), породы слоистые, содержат глауконит, сидерит. В кровле двух выделенных ритмов залегают табачно-зеленые глины с признаками субаэрального выветривания каолинит (45 %) — гидрослюдистые (55 %), тонкопелитовые, алевритистые, с включениями ожелезненного биотита, в самой кровле пропитанные бурыми окислами железа, с единичными зернами окисленного пирита, с глауконитом. Нижняя граница ровенского горизонта, совпадающая с границей кембрийской системы в целом, обозначена не только изменениями в палеонтологической характеристике разрезов венда и кембрия, но и различными литолого-минералогическими особенностями пограничных пород.

Каждый из выделенных ритмов имеет несколько отличную палеонтологическую характеристику. Для нижнего ритма характерны *Teophipolia lacerata Kirjan.*, единичные *Tasmanites plicatus Piskun*, *Leiosphaeridia dehisca Pašk.*, *L. culta (Andr.)*, обилие разрушенных растительных остатков и обугленный растительный детрит. Вендотении представлены *Dvinia* и *Tyrasotaenia*. Обугленные растительные органика и детрит указывают на прибрежно-морские условия осадконакопления.

В верхнем ритме встречено меньше обугленной органики и обугленного детрита, обнаружены вендотении и несколько другой состав акритарх. Здесь установлены толстостенные *Leiosphaeridia dehisca Pašk.*, *L. bicrura Jank.*, *Leiosphaeridia sp.*, единичные *Leiovalia striatella Pašk.* Отсутствие обугленной органики и присутствие толстостенных форм свидетельствуют о некотором углублении морского бассейна. Примерно на уровне второго ритма появляются остатки червей *Sabellidites cambriensis Jan.* В отдельных разрезах, расположенных ближе к береговой линии палеобассейна, установлены отпечатки следов червеобразных организмов в виде желобков, вытянутых слепков, валиков, выполненных песчано-глинистым материалом. Обычно они горизонтально расположены на глинистом или тонкоалевритовом субстрате. Разный вещественный состав слепков и подстилающего субстрата дает возможность отнести их к ихнороду *Planolites* (Пискун, 1990). Мощность горизонта до 30 м.

Рис. 5.3. Корреляция кембрийских отложений северо-западной Беларуси и смежных регионов Литвы. Условные обозначения на рис. 5.2.

Рис. 5.4. Опорный разрез кембрийских отложений скв. Скверики 1.

Цифры и вертикальные линии обозначают распространение следующих видов акритарх и других органических остатков: 1 — *Teophipolia lacerata*, 2 — *Granomarginata squamacea*, 3 — *Granomarginata prima*, 4 — *Tasmanites tenellus*, 5 — *Tasmanites baltinavensis*, 6 — *Leiosphaeridia sp.*, 7 — *Leiosphaeridia denisca*, 8 — *Leiosphaeridia bicrura*; 9 — грибы; 10 — растительные ткани; 11 — растительные обрывки; 12 — обугленные растительные ткани; 13 — обугленный детрит; 14 — *Leiosphaeridia sp.*; 15 — *Tasmanites bobrowskii*; 16 — *Micrhystridium lanatum*, 17 — *Micrhystridium parinconspicum*, 18 — *Skiagia ciliosa*, 19 — *Skiagia compressa*, 20 — *Cymatiosphaere sp.*, 21 — *Skiagia dubium*, 22 — *Micrhystridium dissiilare*, 23 — *Micrhystridium pallidum*, 24 — *Pterospermopsis sp.*, 25 — *Skigia orbicularа*, 26 — *Baltisphaeridium bresricum*, 27 — *Baltisphaeridium microconicum*, 28 — *Baltisphaeridium varium*, 29 — *Tasmanites volkovae*, 30 — *Lepaina plana*, 31 — *Deunfia dentifera*, 32 — *Allumella baltica*, 33 — *Micrhystridium notatum*, 34 — *Baltisphaeridium latviense*, 35 — *Baltisphaeridium pseudofaveolatum*, 36 — *Skiagia insigne*, 37 — *Micrhystridium obscurum*, 38 — *Eliasum llaniscum*, 39 — *Cymaciosphaere gotlandica*.

Остальные условные обозначения на рис. 5.2.

20. Зак. 5046

На всей площади своего распространения ровенский горизонт сложен однотипными породами — глинами, алевролитами, песчаниками, изменяется лишь соотношение пород. Процентное содержание глинистых пород возрастает в вертикальном разрезе снизу вверх, а по горизонтали — по направлению углубления палеобассейна.

Породы **лонтоваского горизонта** (страдечская, лонтоваская свиты) залегают несогласно на породах ровенского горизонта, перекрываются более молодыми отложениями кембрия, ордовика, девона, юры, антропогена. Нижняя и верхняя границы горизонта совпадают с перерывами в осадконакоплении, фиксируемыми корами выветривания. Лонтоваский возраст пород обоснован находками остатков червей, вендотениевой флоры и микрофитопланктона (акритарх). В большинстве разрезов юго-западного и северо-западного районов обнаружены *Sabellidites cambriensis Jan.*, *Platysolenites antiquissimus Eichw.*, следы их жизнедеятельности, а также акритархи *Granomarginata prima Naum.*, *G. squamacea Volk.*, *Leiomarginata simplex Naum.*, *Tasmanites tenellus Volk.*, *Leiosphaeridia sp.*, *L. bicrura Jank.*, *L. dehisca Pašk.*, а в верхней части лонтоваского горизонта Подлясско-Брестской впадины установлен *Tasmanites bobrowskii Waz.* Вендотении представлены *Tyrasotaenia podolica Gnil.*, *Dvinia formosa Gnil.* По всему разрезу отмечается обилие остатков растительной ткани и растительного детрита. Лонтоваский горизонт устанавливается по присутствию видов *Tasmanites tenellus Volk.*, *Granomarginata prima Naum.*, *G. squamacea Volk.*, *Leiomarginata simplex Naum.*, характерных для стратотипического разреза лонтоваского горизонта Эстонии (Волкова, 1973).

В местной стратиграфической схеме кембрийских отложений Беларуси лонтоваскому горизонту в разных структурно-фациальных зонах соответствуют **свиты: страдечская** (юго-западный район), **лонтоваская** (северо-западный район). Свиты представлены глинами зеленовато-серыми, алевритистыми, гидрослюдистыми с каолинитом, с прослоями алевролитов и песчаников кварцевых, полевошпатово-кварцевых с глауконитом. На территории Беларуси выделено несколько фаций лонтоваского горизонта: относительно глубоководная, мелководная, прибрежная и равнины, временами заливаемой морем. Такой набор фациальных обстановок отражает развитие лонтоваской трансгрессии с постепенным углублением морского бассейна, расширением по площади и характерен для нижней части горизонта. Верхняя часть горизонта представлена относительно глубоководными отложениями, отвечающими максимуму развития трансгрессии; мелководные фации этого времени не сохранились (постседиментационный размыв). Мощность горизонта до 155 м.

Относительно глубоководная верхняя часть разреза лонтоваского горизонта представлена, в основном, глинами (скважины: Скверики 1, интервал 950—915 м; Страдечь 17, интервал 727—689 м) каолинит-гидрослюдистыми, алевритовыми, алевритистыми, тонкопелитовыми с редким пиритом, глауконитом, с прослоями алевролитов и песчаников.

Мелководная фация представлена толщей ритмичного переслаивания песчаников, алевролитов и глин, которые группируются в литологические пачки, отличающиеся мономинеральным кварцевым составом, повышенным (до 20 %) содержанием глауконита, преимущественно глинистым составом и т. д. (Скверики 1, интервал 950—1015 м; Страдечь 17, интервал 727—802 м) (см. рис. 5.2). Вся эта толща обогащена каолинитом, фосфатом, глауконитом, редко пиритом.

По мере приближения к берегу (прибрежная фация) в разрезе лонтоваского горизонта возрастает количество песчаников и алевролитов, прослоями породы имеют пестроцветную окраску, в качестве аутигенного минерала появляется гидрогетит, присутствуют стяжения фосфатов, обилен глауконит (скв. Во-28, д. Магутичи, интервал 257—316 м и др.) (рис. 5.5).

Фация равнины, временами заливаемой морем, представлена песчаниками, алевролитами, глинами с прослоями гравелитов (скважины: Волковыск 2, д. Труховичи, интервал 287—316 м; Волковыск 41, д. Новоселки, интервал 250—282 м и др.). Эта толща пород существенно аркозовая, каолинитизированная, слюдистая, без глауконита, с монтмориллонитом, не содержит органических остатков (Абраменко и др., 1988).

Во всех фациальных обстановках разрез лонтоваского горизонта сложен однотипными породами, но изменяется их соотношение. Вещественный состав обломочных (кварцевый и полевошпатово-кварцевый) и глинистых (каолинит-гидрослюдистый с примесью хлорита) выдерживается по всей площади распространения отложений, изменяется лишь количественное соотношение минералов.

Доминопольский горизонт (спановская свита) распространен только на территории юго-западного района (Подлясско-Брестская впадина). Залегает несогласно на отложениях лонтоваского горизонта и перекрывается вергальским. Нижняя граница горизонта совпадает с региональным перерывом в осадконакоплении. Из разреза нижнего кембрия на этом уровне выпадают отложения, относимые к зоне *Mobergella* в Западной Европе (Lendzion, 1975). Фаунистические остатки в отложениях не обнаружены, имеются лишь следы жизнедеятельности червеобразных организмов. В ряде скважин (Новоселки 29, Страдечь 17 и др.) установлен обедненный комплекс акритарх: *Leiosphaeridia sp.*, *Skiagia compressa (Volk.)*, *Baltisphaeridium dubium Volk.*,

Рис. 5.5. Корреляция отложений балтийской серии кембрия северной части Подлясско-Брестской впадины.

Условные обозначения на рис. 5.2.

B. cerinum Volk., Archaeodiscina umbonulata Volk., Micrhystridium tornatum Volk., M. pallidum *Volk., Tasmanites bobrowskii Waz.*, в верхней части разреза — *Skiagia ciliosa (Volk.)* и *Micrhystridium lanatum Volk.* Появление в описываемых отложениях шиповатых оболочек *Baltisphaeridium cerinum Volk.*, B. dubium Volk., *Skiagia compressa (Volk.)* дает возможность отнести их к доминопольскому горизонту. Одной из характерных черт доминопольского горизонта является присутствие в определенных интервалах ихнитофоссилий типа *Skolithos* (скв. Скверики 1, интервал 861—871 м). В местной стратиграфической схеме кембрийских отложений Беларуси доминопольскому горизонту соответствует **спановская свита**, которая представлена толщей мономинеральных кварцевых песчаников мелкозернистых, хорошо сортированных, пористых, с каолинитом, неравномерно ожелезненным цементом порового типа, с вкраплениями сидерита, доломита и глауконита, с редкими гнездами, линзами и прослоями глины. В основании горизонта песчаники полевошпатово-кварцевые, сильноожелезненные с прослоями алевролитов. К кровле горизонта возрастает роль алевритового материала и появляются прослои алевролитов полевошпатово-кварцевых (содержание полевых шпатов до 10—15 %). Цемент алевролитов включает каолинит, сидерит, пропитан гидроокислами железа, в отдельных порах установлены реликты зерен глауконита, окисленный пирит. Повышенное ожелезнение, разрушенный биотит, окисленный пирит свидетельствуют об субаэральном выветривании кровельной части горизонта. Мощность горизонта до 162 м.

Вергальский горизонт (бугская свита) распространен на территории Подлясско-Брестской впадины (см. рис. 5.1). Залегает несогласно на отложениях доминопольского горизонта и перекрывается несогласно раусвенским. Палеонтологические остатки горизонта включают песчаные фораминиферы *Lucatiella sp.*, скелетные организмы *Volborthella tenuis Schm.*, брахиоподы *Lingulella sp.*, вертикальные следы жизнедеятельности червей и микрофитопланктон (акритархи). Характерный комплекс акритарх включает следующие виды: *Skiagia ciliosa (Volk.), S. compressa (Volk.), Baltisphaeridium microconicum Piskun, Micrhystridium lanatum Volk., M. dissimilare Volk., M. parvum Volk., M. spinosum Volk., Leiosphaeridia bicrura Jank., L. dehisca Pašk., Leiosphaeridia sp., Lophosphaeridium tentativum Volk., Tasmanites bobrowskii Waz., Leiomarginata sp., Granomarginata squamacea Volk., Allumella baltica Vander, Aranidium confusum Jank.* Такой же комплекс акритарх выделен Н.А. Волковой (1973) и Т.В. Янкаускасом (1974) из стратотипического разреза вергальского горизонта.

В местной стратиграфической схеме кембрийских отложений Беларуси вергальскому горизонту соответствует **бугская свита**, представленная толщей тонкого переслаивания глин, алевролитов, песчаников. Обломочные породы кварцевые и полевошпатово-кварцевые. Песчаники мелко- и среднезернистые с глинистым (каолинит) и карбонатно-глинистым (сидерит, доломит) цементом, с примесью микрозерен пирита, с тонкими прослойками глинистого и алевритового материала; в основании разреза с окатышами и примазками алевритистых глин и конкрециями сульфидов. В верхней части толщи преобладают алевролиты полевошпатово-кварцевые с доломито-сидеритовым цементом, который составляет 3—5 % в кровле горизонта и 10—20 % — в основании, с пиритом, редкими зернами глауконита и единичными фосфата. Для горизонта характерны многочисленные ходы илоедов, биотурбационные и текстуры взмучивания. Мощность горизонта от 45 до 77 м, в основном 50—58 м.

Анализ состава пород и распределение органических остатков в отложениях вергальского горизонта позволяет выделять мелководную и относительно более глубоководную фации. Песчаники в прослоях с линзовидно-волнистой слоистостью, с вертикальными и горизонтальными ходами илороющих организмов накапливались, по всей видимости, в мелководных (ближе к берегу) условиях. Глинистые породы с горизонтальной слоистостью, включающие брахиоподы с тонкой, хрупкой раковиной, горизонтально захороненные, а также богатый в видовом и количественном отношении комплекс акритарх, образовались в более спокойных и относительно глубоководных условиях.

Раусвенский горизонт (величковичская свита) распространен в пределах юго-западного района (Подлясско-Брестская впадина). Залегает несогласно на отложениях вергальского и перекрывается без видимых следов перерыва кибартайским горизонтом среднего кембрия. Из палеонтологических остатков обнаружены горизонтальные следы жизнедеятельности червей и акритархи. Макрофауна в этих отложениях в пределах Беларуси не обнаружена. На этом уровне на территории Польши (скв. Мельник, интервал 1352—1274 м) встречены раковины *Lingulella sp., Torelella sp.*, а также фрагмент панциря трилобита *Olenellidae* (Стратиграфия ..., 1979). Комплекс акритарх, встреченный в разрезах раусвенского горизонта Беларуси, включает следующие виды: *Leiosphaeridia sp., L. dehisca Pašk., L. bicrura Jank., L. cerebriformis Volk., Skiagia ciliosa (Volk.), Baltisphaeridium zinovenkovae Piskun, B. microconicum Piskun, B. bresticum Piskun, Micrhystridium lanatum Volk., M. obscurum Volk., M. parvum Volk., M. notatum Volk., M. oligum Jank., Tasmanites volkovae Kirjan., T. bobrowskii Waz., Cymatiosphaera sp., C. tenera Jank. Виды Micrhystridium natatum Volk., M. oligum Jank., M. obscurum Volk.* появляются впервые в раусвенских отложениях Латвии (Волкова, 1973), Литвы (Янкаускас, 1975) и первое их появление зафиксировано в породах величковичской свиты Беларуси (Махнач и др., 1985). Для этих отложе-

ний характерно обилие растительных остатков и детрит. В местной стратиграфической схеме кембрийских отложений Беларуси раусвенскому горизонту соответствует **величковичская свита**, представленная толщей переслаивания глин, алевролитов и песчаников. Обломочные породы кварцевые и полевошпатово-кварцевые с обильным каолинитом и незначительной примесью (до 5 %) сидерита. В песчаных породах постоянно присутствует в виде примеси глинистое вещество: окатыши и гнезда в основании, тонкие нитевидные прослойки в остальной части толщи. С глинистым веществом постоянно ассоциирует пирит, а также органическое вещество. Преобладают слоистые породы с разным соотношением песчаного и глинистого материала. Слоистость от строго горизонтальной до волнистой, прерывистой, линзовидной. Характерны текстуры "кракстен", созданные ходами илоедов. В основании горизонта залегают песчаники, разбитые вертикальными трещинами, с глинистыми гальками, с прослоем (скв. Скверики 1) сильнокавернозного песчаника с многочисленными гнездами сульфидов (мощностью 1,5—2 см).

Глины в прослоях гидрослюдисто-каолинитовые с примесью (до 40 %) алевритового материала, состоящего из кварца, полевых шпатов, биотита и мусковита.

По всей площади распространения отложения раусвенского горизонта сложены однотипными породами, но соотношение песчаных и глинистых пород меняется за счет увеличения глинистости разрезов в западном направлении. Более глинистые разрезы содержат значительное количество шиповатых микрофитофоссилий. По мере опесчанивания разрезов при приближении к береговой линии палеобассейна комплекс акритарх представлен преимущественно сферическими формами, которые характерны для подвижной гидродинамической зоны мелководья. Для мелководных фаций характерны песчаные фораминиферы, вертикальные и горизонтальные ходы илоедов, здесь же обильны растительные ткани и детрит. Мощность горизонта от 27 до 48 м.

Средний отдел

Отложения среднего кембрия распространены в юго-западном (кибартайский горизонт и не охарактеризованная палеонтологически орлинская свита) и северо-западном (буйковская свита) районах Беларуси (см. табл. 5.2).

Кибартайский горизонт (ставская свита) согласно залегает на раусвенском горизонте и несогласно перекрывается орлинской свитой кембрия, а также ордовикскими отложениями. Из палеонтологических остатков обнаружены брахиоподы, акритархи, ходы жизнедеятельности ископаемых червеобразных организмов. Брахиоподы представлены следующими видами: *Lingulella sp.* (*cf. desiderata Wal.*), *L. cf. ferruginea Sal.*, *L. (cf. exigia Wat.)* (определения В.А. Коркутиса), известные из отложений среднего кембрия Финляндии, Швеции, Норвегии, Англии и соответствующие зоне *Paradoxides* (Синичка и др., 1970). Кроме того, В.А. Коркутисом и В.Ю. Горянским определены *Westonia sp.* и *Lingulella sp.* Комплекс акритарх включает: *Skiagia ciliosa (Volk.), S. compressa (Volk.), Baltisphaeridium microconicum Piskun, B. zinovenkovae Piskun, B. bresticum Piskun, B. latviense Volk., B. pseudofaveolatum Fridr., Micrhystridium notatum Volk., M. obscurum Volk., Synsphaeridium switjazium Kirjan., Leiosphaeridia bicrura Jank., L. dehisca Pašk., Leiosphaeridia sp., Lophosphaeridium variabile Volk.* Для этого весьма обедненного комплекса акритарх характерно не обновление, а наоборот, видовое обеднение по сравнению с раусвенским комплексом. Он приурочен к регрессивной части разреза и сопоставляется с комплексом акритарх из самых низов среднего кембрия Швеции — зоны *Eccaparadoxides insularis*.

Сложен песчаниками, алевролитами, формирующими ритмично построенную толщу. Для пород ставской свиты характерно постоянное присутствие аутигенного глауконита, обилие следов жизнедеятельности илороющих организмов, цепочковидные скопления акцессорных (циркон, амфибол, реже турмалин, ставролит) и рудных (ильменит, лейкоксен) минералов, прослои, обогащенные сидеритом, тонкодисперсным пиритом или органическим веществом, углефицированные растительные остатки, послойные скопления мусковита, серицита, редко биотита, преимущественно кварцевый состав обломочных компонентов песчаников и алевролитов, гидрослюдистый и гидрослюдисто-каолинитовый состав глинистой составляющей; горизонтальная, линзовидно-горизонтальная, пологоволнистая слоистость. В верхней части разреза свиты установлены скопления тонкоагрегатного каолинита, а по трещинам и в цементе — выделения халькопирита, галенита, сфалерита (Бессонова, Пискун, 1979). Мощность кибартайского горизонта до 49 м.

Орлинская свита несогласно залегает на отложениях кибартайского горизонта и перекрывается ордовикскими, юрскими отложениями. Сложена песчаниками светло-серыми до белых, мелко-среднезернистыми, кварцевыми, с хорошо окатанным обломочным материалом, с глинисто-карбонатным и карбонатным цементом, с катунами белой каолинитовой глины. Подчиненное значение в разрезе имеют алевролиты кварцевые, мелко- и крупнозернистые, а также глины в виде маломощных прослоев. Породы разбиты вертикальными трещинами, заполненными окислами железа и сульфидами. Характерны хорошая сортировка и плохая окатанность обломочного материала (Бессонова, Пискун, 1978). Орлинская свита бедна органическими остатками и почти не содержит акритарх. В стратотипическом разрезе (скв. 28 К, д. Орля) обнаружены единичные формы *Leiosphaeridia sp.*, *Tasmanites sp.*, *Micrhystridium sp.*,

которые не определяют возрастную принадлежность отложений. Среднекембрийский возраст орлинской свиты принимается на основе литостратиграфической корреляции с костшиньской серией Восточной Польши, где встречен трилобит *Ellipsocephalus polytomus* (Lendzion, 1969, 1983), указывающий на принадлежность вмещающих отложений к зоне *Eccaparadoxides oelandicus*. Мощность свиты до 74 м.

Буйковская свита в пределах северо-западной Беларуси имеет более ограниченное распространение по сравнению с подстилающими отложениями ровенского и лонтоваского горизонтов. Несогласно, с большим стратиграфическим перерывом залегает на лонтоваском горизонте и перекрывается ордовикскими, девонскими и четвертичными отложениями. Стратотип свиты — в скв. Поставская 7 (д. Буйки) на гл. 290—281 м (Зиновенко, Пискун, 1981). Сложена она песчаниками светло-серыми до белых, кварцевыми, мелкозернистыми с прослоями серых и белых (каолинитизированных) глин с ходами червей, без растительных остатков. Вся толща обогащена сульфидами (пирит). В породах буйковской свиты обнаружен комплекс акритарх: *Timofeevi lancare (Cramer et Diez.) Wang., T. fosphoritica (Wang.), Cristallinum cambriensis Slav., Micrhystridium obscurum Volk.*, M. *dissimilare Volk., Tasmanites convolutus Volk. et Piskun.* Присутствие в комплексе видов *Timofeevi lancare (Cramer et Diez.) Wang., Cristallinum cambriensis Slav.* дает возможность относить эти образования к среднему кембрию зоны *Eccaparadoxites oelandicus.*

Литологически буйковская свита сопоставляется с лакайской свитой Литвы (Янкаускас, 1974). Корреляция разрезов кембрийских отложений по профилю, пересекающему территорию Прибалтийских государств с запада на восток, от наиболее полных и мощных разрезов вергальского, раусвенского, кибартайского и дейменского горизонтов к сокращенной мощности кембрийских отложений, представленных лакайской свитой вергальско-дейменского возраста, показывает, что сокращение разреза происходит, главным образом, за счет срезания раннекембрийских горизонтов и в значительно меньшей степени сокращаются среднекембрийские отложения. Согласно корреляции местных стратиграфических схем (Решение ..., 1986), буйковская свита коррелируется с верхней частью лакайской свиты и имеет среднекембрийский возраст — зона *Eccaparadoxides oelandicus.* Мощность буйковской свиты до 17 м.

Корреляция кембрийских отложений территории Беларуси и соседних районов

Выделение и изучение кембрийских отложений на территории Беларуси, как и на всей западной окраине Восточно-Европейской платформы, проводилось с учетом корреляции со стратотипическими разрезами одновозрастных образований, охарактеризованных остатками червей, брахиоподами, акритархами (Волкова, 1968, 1973; Кирьянов, 1968; Янкаускас, 1974; Пашкявичене, 1980 и др.). Первые стратиграфические (литостратиграфические) схемы кембрийских отложений территории Беларуси (Махнач, 1958; Синичка и др., 1970; Зиновенко, Махнач, 1972) базировались на данных литологии и корреляции с соседними регионами Прибалтики и Ленинградской области, а также Польши (Lendzion, 1969) и Украины (Кирьянов, 1969, 1971), где кембрийские отложения были изучены палеонтологически. По мере поступления нового геологического, в том числе палеонтологического материала, включающего результаты изучения не только остатков червей, брахиопод, трилобитов, но и акритарх, корреляция разрезов кембрийских отложений стала возможной на биостратиграфической основе по всей западной окраине Восточно-Европейской платформы. Эта корреляция выполнена благодаря работам большого коллектива исследователей по проблеме “Граница докембрия и кембрия” (Стратиграфия ..., 1979; Палеогеография ..., 1980), по международному проекту МПГК-86 “Восточно-Европейская платформа (юго-западный край)” (Брангулис и др., 1981), по польско-советской теме “Литологическая и биостратиграфическая корреляция разрезов венда и кембрия запада Восточно-Европейской платформы” (Абраменко, Зиновенко, Пискун, 1994; Abramenko et al., 1992; Abramenko, Zinovenko, 1992; Piskun, 1992; Piskun, Zinovenko, 1992).

Кембрийские отложения Беларуси крайне бедны палеонтологическими остатками. Дотрилобитовый нижний кембрий (ровенский и лонтоваский горизонты) содержат остатки червей *Sabellidites cambriensis Jan., Platysolenites antiquissimus Eichw.* Вышезалегающие отложения нижнего кембрия (доминопольский, вергальский, раусвенский горизонты) включают остатки песчаных фораминифер *Lucatiella sp.*, скелетной фауны *Volborthella tenuis Schm.*, брахиопод *Lingulella sp. (cf. desiderata Wal.), L. cf. ferruginea Sal., L. cf. exigia Wat.* и *Westonia sp., Lingulella sp.* Во всех разрезах скважин, вскрывших кембрийские отложения в юго-западной и северо-западной Беларуси обнаружены микрофитофоссилии (акритархи). Они и составляют биостратиграфическую основу расчленения и корреляции кембрийских отложений Беларуси. Комплексы акритарх в кембрийских отложениях Беларуси крайне обеднены по сравнению с комплексами одновозрастных образований территории государств Балтии и Украины, что связано с существованием в ее пределах прибрежной зоны морского бассейна с постоянно мигрирующей береговой линией (Зиновенко, Пискун, 1981). Однако установленные комплексы акритарх позволяют скоррелировать кембрийские отложения Беларуси с одновозрастными образованиями соседних территорий. В последнее время при

выполнении польско-советской темы (1986—1990 гг.) в кембрийских разрезах польских скважин (Мельник, Лохув, Кшиже, Каплоносы и др.) Л.В. Пискун и Т.В. Янкаускасом были установлены комплексы акритарх, характерные для всех горизонтов стратиграфических схем Беларуси, Украины, государств Балтии, т. е. была доказана возможность корреляции разрезов на уровне горизонтов (рис. 5.6), а также осуществлена корреляция стратиграфических схем кембрийских отложений Беларуси и Западной Европы. Ровенский, лонтоваский, доминопольский, вергальский, раусвенский горизонты нижнего кембрия соответствуют зонам *Sabellidites, Platysolenites, Holmia, Protolenus*. Зона *Mobergella* в разрезах кембрия Беларуси и восточной Польши отсутствует. Средний отдел кембрийской системы, выделенный в объеме кибартайского горизонта и орлинской свиты, соответствует зоне *Eccaparadoxides oelandicus* (см. рис. 5.6).

Наиболее сложной проблемой корреляции кембрийских отложений запада Восточно-Европейской платформы является проведение нижней границы кембрийской системы и границ между отделами. В региональных стратиграфических схемах кембрийских отложений Беларуси, государств Балтии, Польши, Украины (Кирьянов, 1974, 1979$_1$; Решения ..., 1978, 1983; Lendzion, 1983) нижняя граница кембрийской системы проведена в основании ровенского горизонта. На этом уровне она имеет четкую палеонтологическую и литолого-минералогическую характеристику. При переходе от венда к кембрию изменяется вещественный и гранулометрический состав пород, коэффициент зрелости обломочного материала. Песчаники, залегающие в основании самого верхнего ритма котлинского горизонта, полевошпатово-кварцевые (содержание полевых шпатов 30—40 %), с крупночешуйчатым каолинитом, с редкими спорадическими скоплениями доломита в порах. Завершается кверху ритм алевролитами полевошпатово-кварцевыми (содержание полевых шпатов 20—40 %), слюдистыми (15—20 %). Цемент в алевролитах иллит-каолинитовый (содержание каолинита 55—80 %) с незначительной (2—4 %) примесью хлорита. В породах доминирует ильменит-лейкоксен-цирконовая ассоциация тяжелых минералов. Зрелость обломочного материала в пределах 1,54 — 6,18.

Кембрийские отложения (ровенский горизонт) начинаются песчаниками разнозернистыми, преимущественно крупнозернистыми, с линзовидно-комковатым прослоем пирита. Обломочная часть песчаников, в основном, кварцевая с подчиненным (15 %) содержанием полевых шпатов. Цемент песчаников, в основном, каолинитовый (90 %). Характерна циркон-ильменитовая ассоциация тяжелых минералов. Лейкоксен редок. Встречаются турмалин, гранат, рутил, анатаз. Зрелость обломочного материала продолжает оставаться высокой (2,3—4,9). Появляется глауконит. Вверх по разрезу песчаники переходят в алевролиты и глины. Завершается кембрийский ритм глиной табачно-зеленого цвета каолинит-иллитового состава (содержание каолинита 45 %) с многочисленными чешуйками ожелезненного биотита.

Литолого-минералогическая характеристика нижней границы кембрийской системы согласуется с данными палеонтологических исследований. Котлинский комплекс акритарх на этой границе сменяется ровенским комплексом.

Весьма важной проблемой корреляции кембрийских отложений территории Беларуси и смежных регионов является проведение границ между отделами кембрийской системы. В первых литостратиграфических схемах (Махнач, 1958; Синичка и др., 1970) выделялись три отдела: нижний, средний, верхний. К нижнему кембрию была отнесена балтийская серия в составе "надляминаритовых песчаников" и "синих глин" (Махнач, 1958). Вышезалегающие "ижорские слои" имели уже среднекембрийский возраст. Самая верхняя песчаная пачка пород сопоставлялась с верхнекембрийскими отложениями. Граница среднего и верхнего отделов не была определена и проходила внутри песчано-глинистой толщи, соответствующей в современном понимании бугской, величковичской и ставской свитам.

Сопоставление ряда новых разрезов кембрийских отложений Подлясско-Брестской впадины с одновозрастными образованиями Восточной Польши, Волыно-Подолии, стратиграфия которых была разработана на основании ископаемой фауны (Lendzion, 1969) и акритарх (Кирьянов, 1969, 1971), позволило (Зиновенко, Махнач, 1972) изменить представление о расчленении кембрия в пределах Беларуси. Основная часть разреза (I—V литологические пачки), согласно этой схеме, отнесена к нижнему отделу и лишь самая верхняя песчаная пачка (орлинская свита в современном понимании) является среднекембрийской.

Детальные литолого-минералогические исследования кембрийских разрезов, выполненные В.Я. Бессоновой, а также изучение акритарх, проведенное Л.В. Пискун, позволили выделить свиты (рытская, страдечская, спановская, бугская, величковичская, ставская, орлинская) и горизонты (ровенский, лонтоваский, талсинский, вергальский, раусвенский, кибартайский), а также откорректировать границу нижнего и среднего отделов (Бессонова, Пискун, 1978, 1979). Граница нижнего и среднего кембрия, согласно этой схеме, проходит в основании кибартайского горизонта (ставская свита).

В результате выполнения польско-советской темы (1986—1990 гг.) граница нижнего и среднего кембрия прослежена и откорректирована в разрезах Польши, самая верхняя часть радзыньской серии, традиционно относимая к нижнему кембрию, сопоставлена с кибартайским горизонтом и соответственно имеет

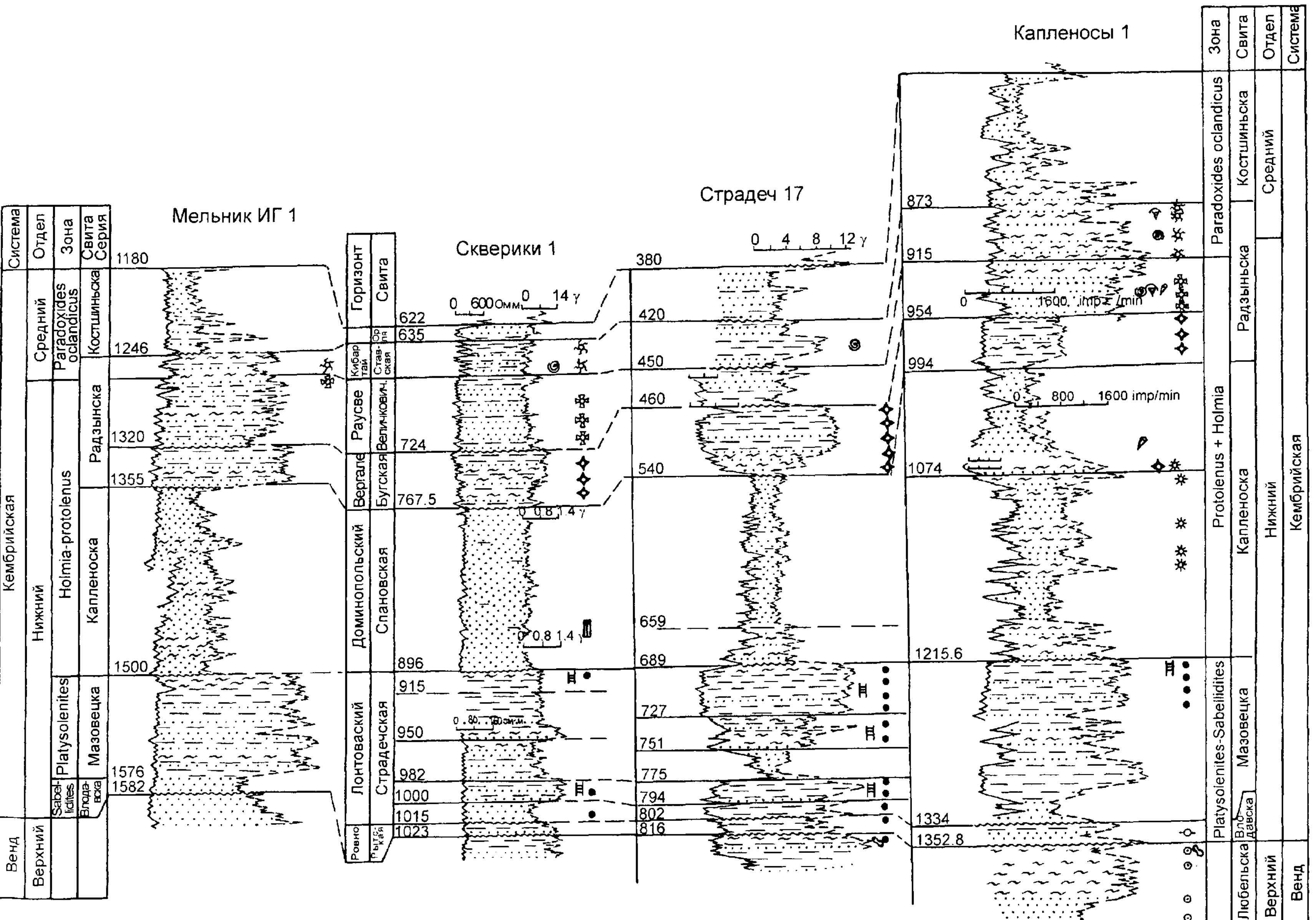


Рис. 5.6. Корреляция кембрийских отложений Беларуси и Польши. Условные обозначения на рис. 5.2.

среднекембрийский возраст (по данным акритарх) (см. рис. 5.6).

К числу нерешенных проблем корреляции кембрийских отложений следует отнести ярусное деление разреза и проведение нижней границы кембрийской системы. Ярусы, выделенные в Унифицированной стратиграфической схеме кембрийских отложений Русской платформы (Решение ..., 1986), условно могут быть привязаны к нашим разрезам следующим образом: томмотскому ярусу соответствует лонтоваский горизонт, атдабанскому — доминопольский и вергальский, ботомскому и тойонскому — раусвенский, амгинскому — кибартайский. Что касается нижней границы кембрийской системы, то она проводится на разных уровнях — в основании ровенского или в основании лонтоваского горизонта. Решение этих проблем требует дополнительных исследований.

ОРДОВИКСКАЯ СИСТЕМА

Ордовикские отложения распространены на территории Беларуси в двух изолированных друг от друга районах — на северо-западе (северо-западная структурно-фациальная зона) и юго-западе (юго-западная структурно-фациальная зона) (рис. 5.7). В биогеографическом отношении ордовикские бассейны, охватывающие данные территории, принадлежат к Европейской провинции (Jaanusson, 1979; Cocks, Fortey, 1990), составляя на северо-западе краевую (южную) часть т. н. Балтийского бассейна (Мянниль, 1966), а на юго-западе — краевую (восточную) часть т. н. Польского бассейна (Modlinski, 1973, 1982), открывающегося на территорию Западной Европы. Согласно современных биогеографических представлений эти бассейны относились к умеренной или субтропической областям и имели непосредственную связь с ордовикскими эпиконтинентальными бассейнами Балтики и миогеосинклинальными бассейнами Западной Европы, сообщающимися, в свою очередь, с океанами Япетус и Прото-Тетис (Пушкин, 1998).

Первые достоверные сведения об ордовикских отложениях территории Беларуси содержатся в ряде работ (Махнач, 1958; Алихова, 1960; Голубцов, Махнач, 1961; Зиновенко, Махнач, 1968 и др.).

На северо-западе Беларуси, где разрез отложений ордовика наиболее полный (мощность более 150 м), данные отложения представлены относительно мелководными образованиями т. н. Литовско-Белорусской зоны Балтийского бассейна (Мянниль, 1966; Лашков, Пушкин, 1986) (см. рис. 5.7; рис. 5.8—5.9). На смежных

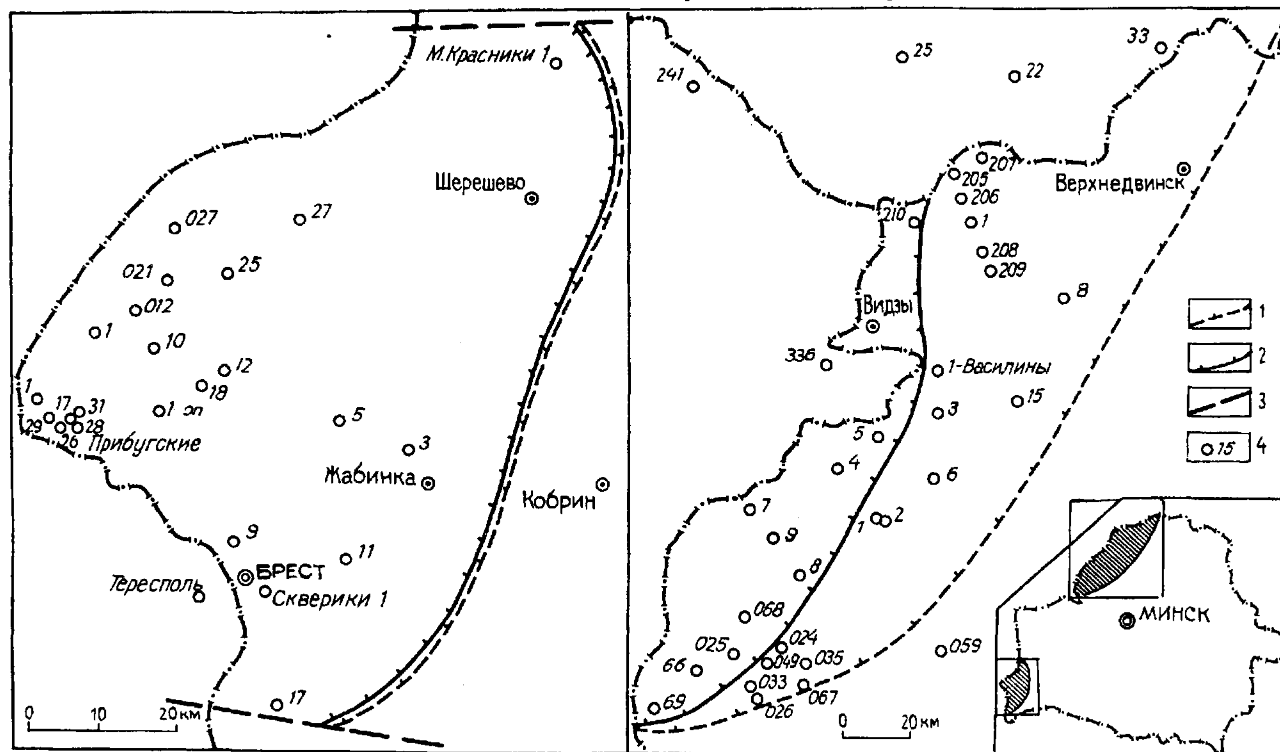


Рис. 5.7. Распространение ордовикских и силурийских отложений на территории Беларуси и расположение основных изученных разрезов скважин. Составил В.И. Пушкин (1997).

1 — границы современного распространения ордовикских отложений, 2 — границы современного распространения силурийских отложений, 3 — разломы, контролирующие современное распространение отложений ордовика и силура, 4 — буровые скважины и их номера.

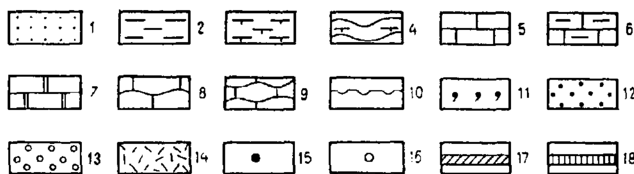


Рис. 5.8. Условные обозначения к разрезам скважин ордовикских и силурийских отложений на рис. 5.7, 5.9—5.19.

1 — песчаники и алевролиты, 2 — глины, 3 — мергели, 4 — изгибающиеся прослои и пропластки мергелей, 5 — известняки массивные, 6 — известняки глинистые, 7 — известняки доломитизированные и доломиты, 8 — известняки нечеткокомковатые, 9 — известняки комковатые, 10 — пиритизированные поверхности перерывов, 11 — глауконит, 12 — бурые железистые псевдоооолиты, 13 — белые известковые оолиты, 14 — пиритизированный детрит, 15 — места находок органических остатков, 16 — скважина и ее номер, 17 — кукерситы и кукерситовые породы, 18 — метабентониты.

территориях Литвы и Латвии они хорошо изучены в биостратиграфическом, литологическом и литофациальном отношениях (Мянниль, 1966; Лашков, 1968; Мянниль, Пылма, Хинтс, 1968; Решения .., 1978, 1987; Ульст, и др., 1982; Лашков и др., 1983; Пашкевичюс, Лашков, 1983; Лашков, Пушкин, 1986; Лашков, Пашкевичюс, 1989; Сидаравичене, 1992). Детальное стратиграфическое расчленение отложений (на горизонты, подгоризонты, свиты, пачки) здесь обосновано результатами многолетнего монографического изучения нескольких биостратиграфически важных групп ископаемых организмов (брахиоподы, остракоды, трилобиты, граптолиты, конодонты). На территории Беларуси монографически изучены лишь две группы ископаемых организмов (брахиоподы и мшанки) (Пушкин, 1976, $1978_{1,2}$, 1980, 1981, 1985, 1986, 1987; Решения .., 1983; Ропот, Пушкин, 1987; Пушкин, Ропот, 1992), обосновывающие проведение границ между региональными и местными стратиграфическими подразделениями (см. рис. 5.7; рис. 5.9). С приближением к границе современного распространения отложений разрез ордовика становится все более дискретным, что объясняется как местными приостановками в седиментации, так и достаточно крупными субрегиональными перерывами в осадконакоплении (например, предоандуский перерыв и последующая оандуская трансгрессия морского бассейна) (Пушкин, 1976, 1981_2; Ропот, Пушкин, 1987).

На юго-западе Беларуси (восточная часть Подлясско-Брестской впадины) распространены относительно мелководные карбонатные образования (мощность до 40 м), сменяемые в западном направлении (территория Польши) более глубоководными фациями. В польской части Подлясско-Брестской впадины эти отложения также достаточно хорошо изучены, при этом их стратиграфическое расчленение обосновано, главным образом, данными изучения трилобитов и конодонтов, частично, брахиопод, граптолитов и остракод (Modlinski, 1973, 1982, 1984; Nehring-Lefeld, $1987_{1,2}$; Modlinski, Nehring-Lefeld, Sudovcev, 1995). В белорусской части Подлясско-Брестской впадины проведение границ между региональными и местными стратиграфическими подразделениями обосновано данными изучения мшанок, брахиопод и (частично) акритарх (Пушкин, 1973, 1981_2, 1987; Пискун, 1975; Пушкин, Ажгиревич, 1982; Решения .., 1983) (рис. 5.10—5.14). Стратиграфическая схема ордовикских отложений Беларуси и корреляция их с отложениями смежных территорий показаны в табл. 5.3.

Нижний отдел

Нижний ордовик на территории Беларуси представлен отложениями аренигского и нижней половины лланвирнского ярусов (отложения тремадокского яруса практически отсутствуют) и рассматривается в составе биллингенского, волховского и кундаского горизонтов. Площадь распространения нижнеордовикских отложений практически совпадает с максимальной площадью распространения ордовика на территории республики. Мощность колеблется от 0,2 м (скв. Дегенево 025) до 11,1 м (скв. Ричаны 209). Нижнеордовикские отложения залегают со значительным стратиграфическим перерывом (более 30 млн лет) на породах нижнего кембрия, перекрываются почти повсеместно среднеордовикскими отложениями, а на крайнем севере республики (скв. Верхнедвинск 1) — породами среднего девона.

Аренигский ярус

До недавнего времени описание разреза ордовика на территории Беларуси традиционно начиналось с описания т. н. "латорпского горизонта". Название горизонта было вменено в практику стратиграфических исследований Р.М. Мяннилем (1966) вместо ранее употреблявшегося т. н. "лээтсеского горизонта" (Алихова, 1960). В последнее время, в результате послойного изучения конодонтов было выяснено, что это подразделение ("латорпский горизонт") целесообразно рассматривать как два самостоятельных горизонта (снизу вверх): хуннебергский и биллингенский (Пушкин, 1998; Dronov et al., 1995; Pushkin, Popov, 1999). В настоящей работе принят последний вариант стратиграфического расчленения аренига.

Отложения яруса на территории Беларуси представлены, таким образом, биллингенским и волховским горизонтами. Зональное расчленение яруса (граптолитовые и конодонтовые зоны) в пределах Восточно-Европейской платформы было в последнее время (Решения ..., 1987) несколько модернизировано по сравнению с применяемым ранее (Решения ..., 1978, 1983; Ропот, Пушкин, 1987), что нашло отражение в стратиграфической схеме (см. табл. 5.3).

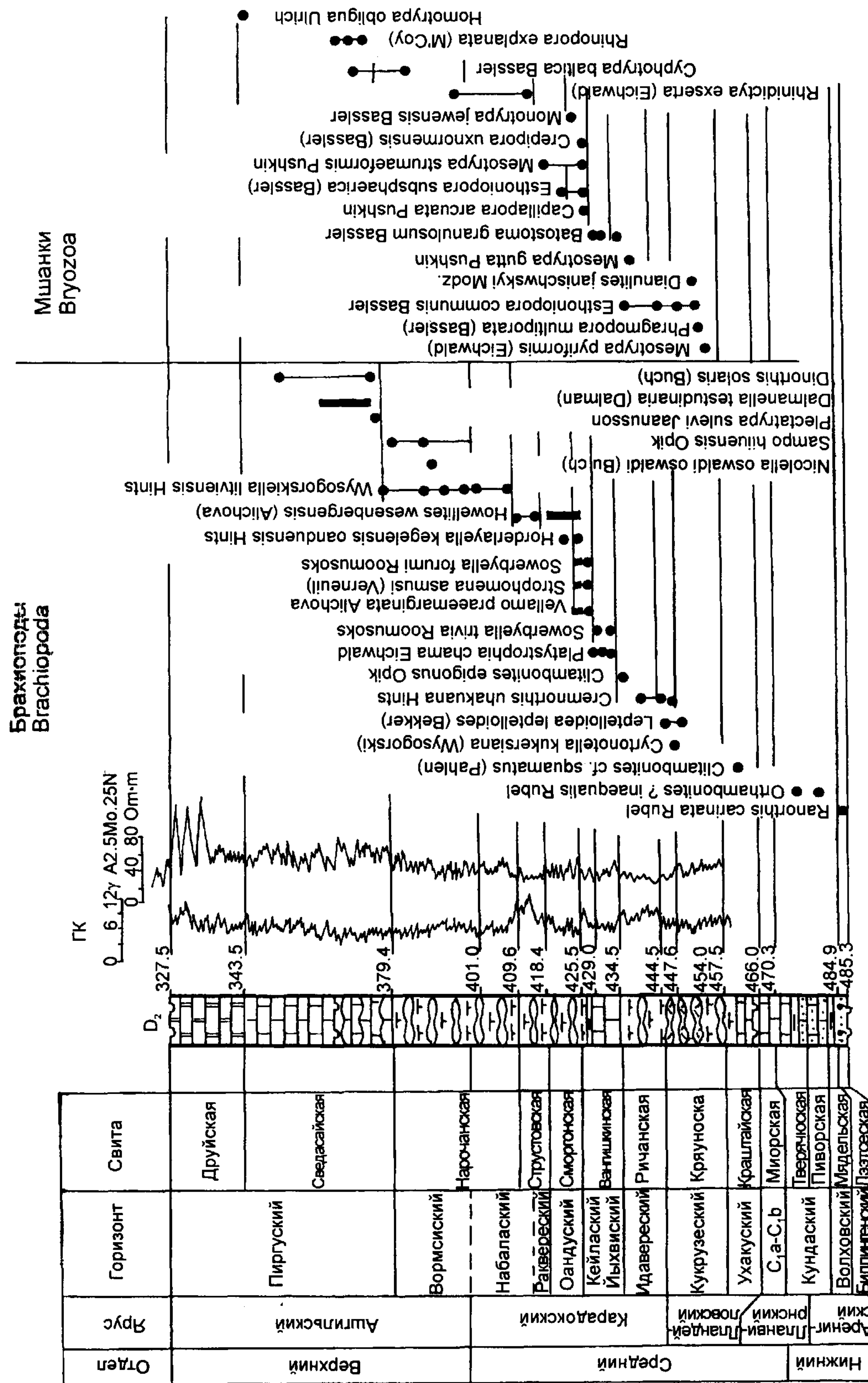


Рис. 5.9. Разрез ордовикских отложений в скв. Вантишки 205 и распространение стратиграфически важных видов брахиопод и мшанок (определения В.И. Пушкина, 1983—1997 гг.).

C_1a и C_1b — ласнамягиский и азериский горизонты. Остальные условные обозначения на рис. 5.8.

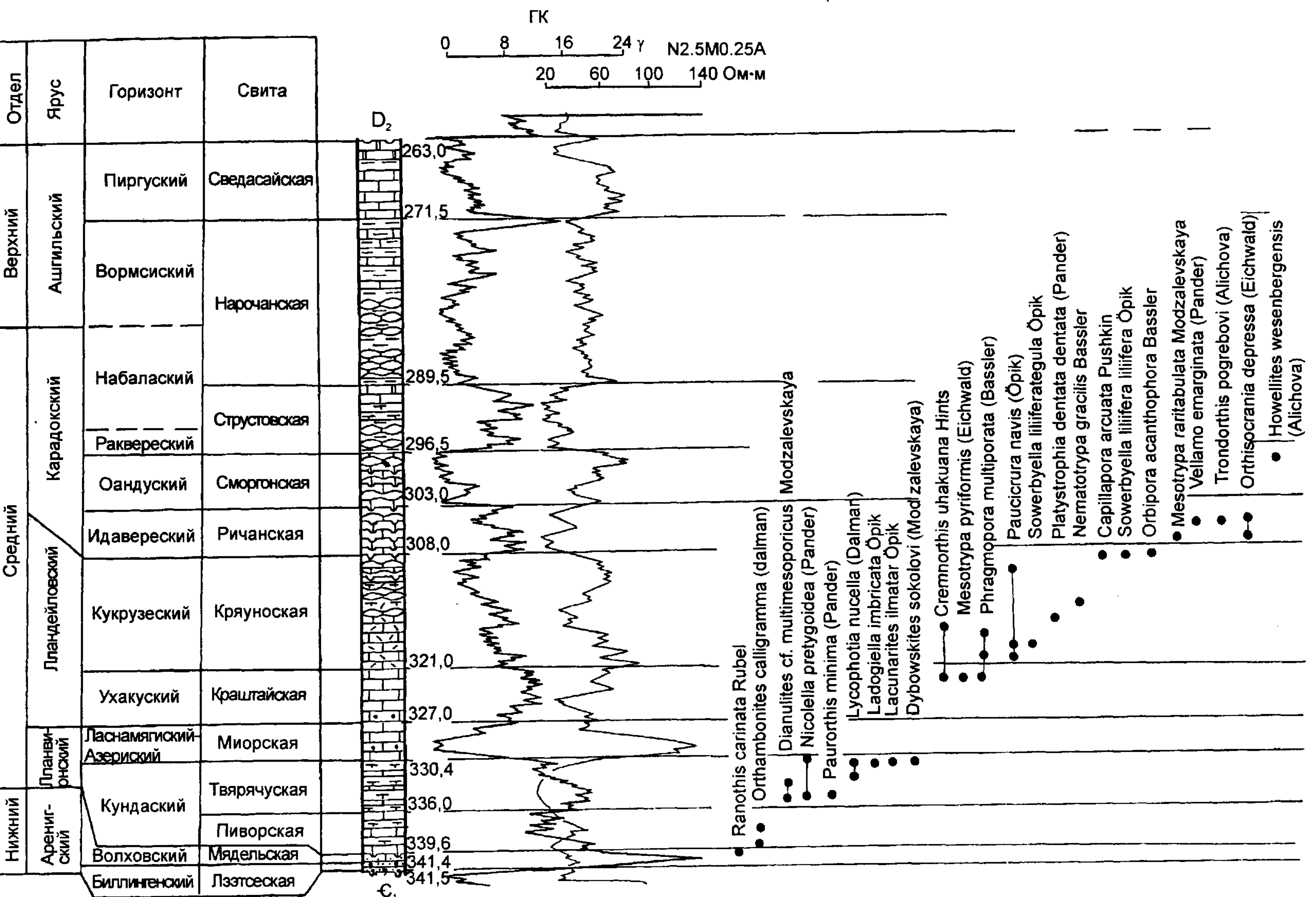


Рис. 5.10. Разрез ордовикских отложений в скв. Ричаны 209 и распространение стратиграфически важных видов брахиопод и мшанок (определения В И. Пушкина, 1983—1987 гг.).

Условные обозначения на рис. 5.8.

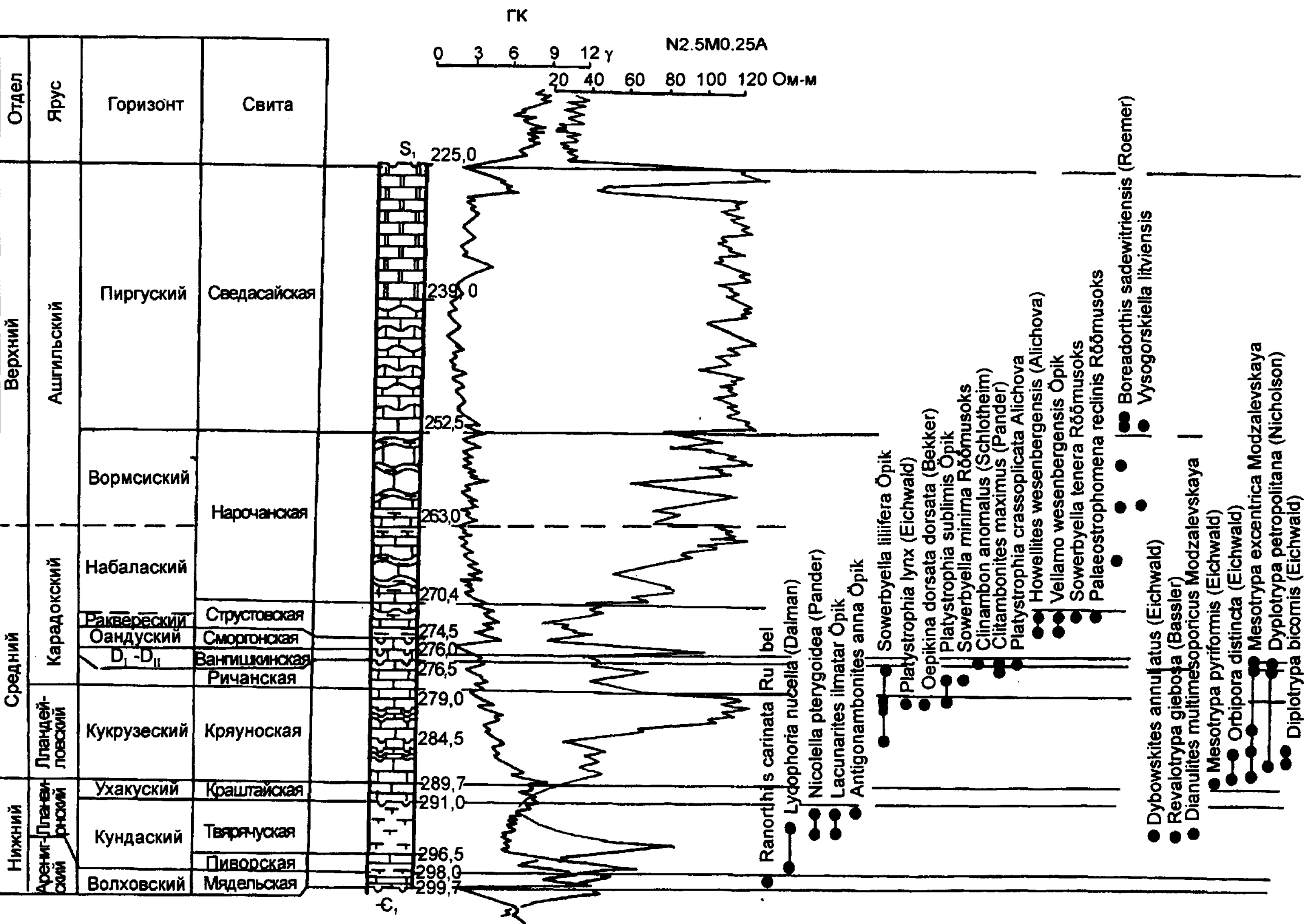


Рис. 5.11. Разрез ордовикских отложений в скв. Василины 1 и распространение стратиграфически важных видов брахиопод и мшанок (определения В.И. Пушкина, 1983—1987 гг.).

D_I—D_{II} — ыхвиский и кейлаский горизонты. Остальные условные обозначения на рис. 5.8.

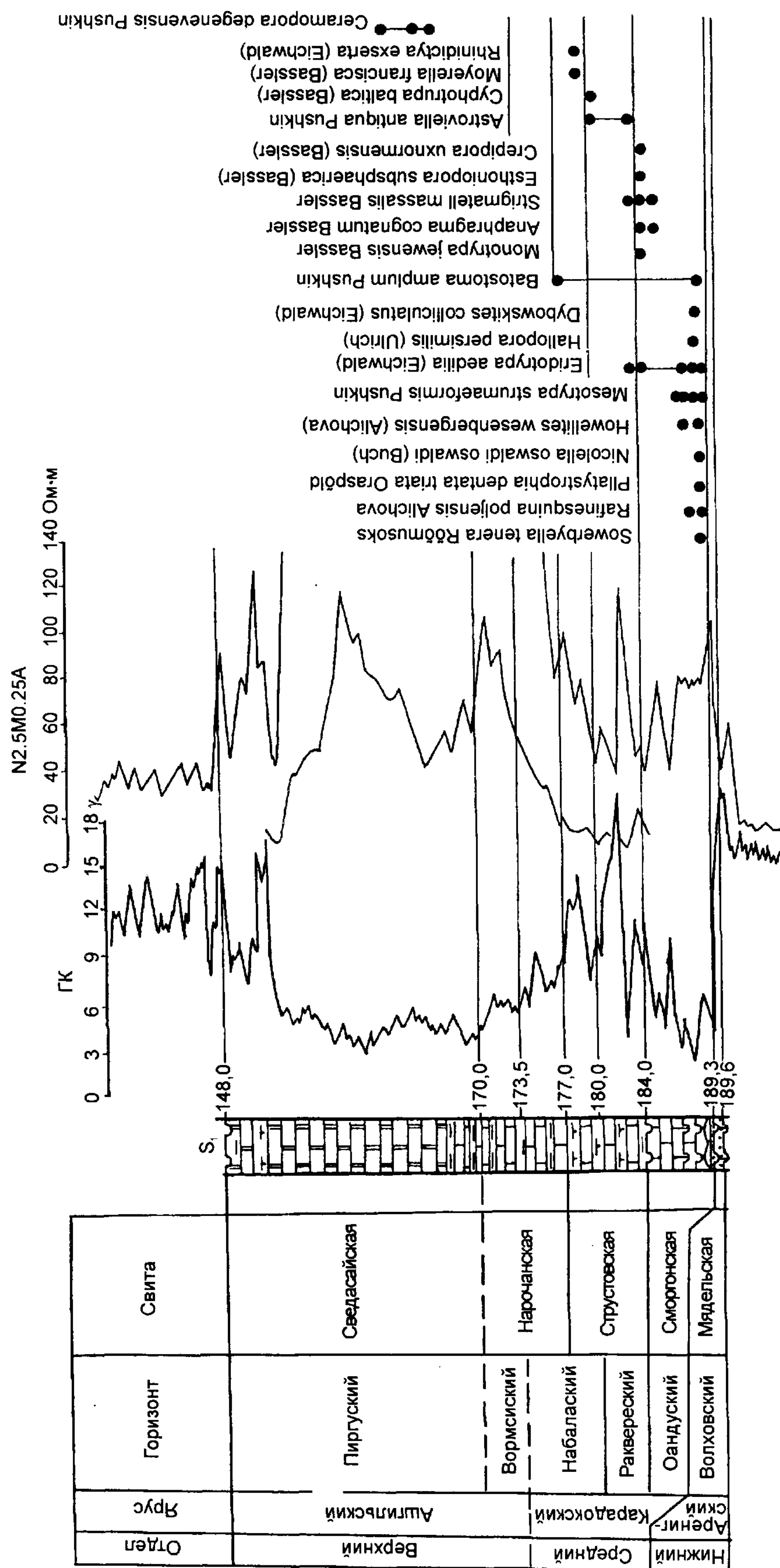


Рис. 5.12. Разрез ордовикских отложений в скв. Дегенево 025 и распространение стратиграфически важных видов брахиопод и мшанок (определения В.И. Пушкина, 1983—1987 гг.).

Условные обозначения на рис. 5.8.

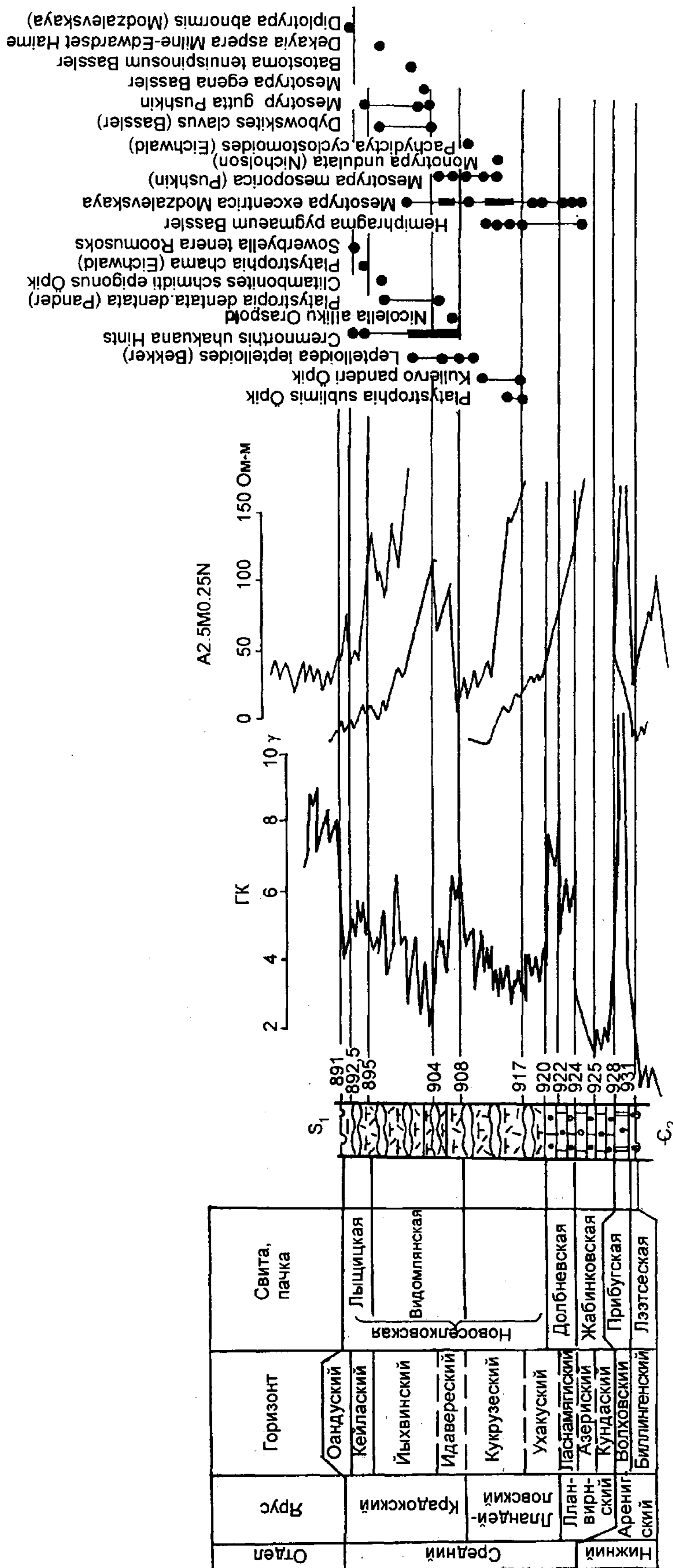


Рис. 5.13. Разрез ордовикских отложений в скв. Новоселки 29 и распространение стратиграфически важных видов брахиопод и мшанок (определения В.И. Пушкина, 1980—1997 гг.).

Условные обозначения на рис. 5.8.

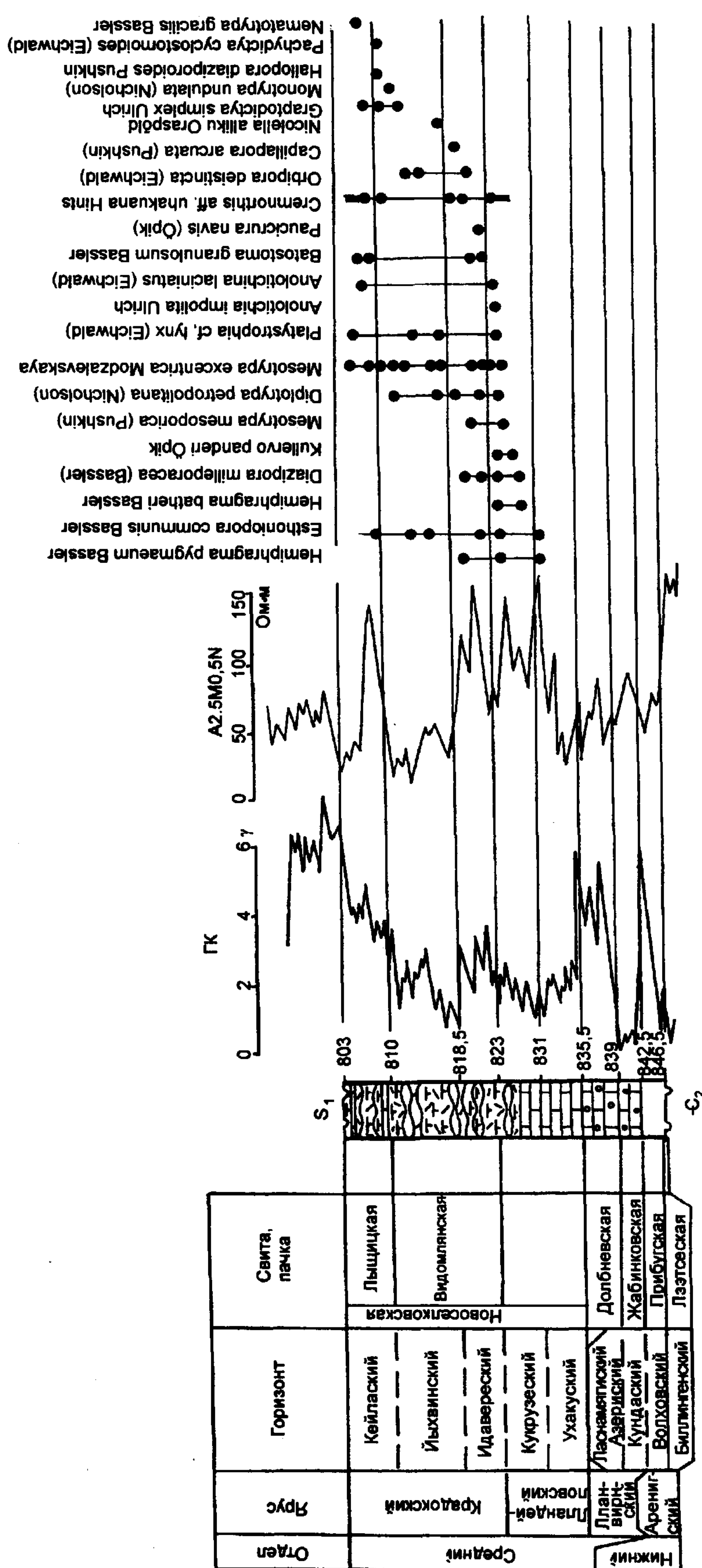


Рис. 5.14. Разрез ордовикских отложений в скв. Прибутская 17 и распространение стратиграфически важных видов брахиопод и мшанок (определения В.И. Пушкина, 1980—1987 гг.).

Условные обозначения на рис. 5.8.

Таблица 5.3

Стратиграфическая схема ордовикских отложений Беларуси (Пушкин, 1999)

Общая стратиграфическая шкала: Отдел	Ярус	Граптолитовая зона (Решения ..., 1987)	Региональные стратиграфические подразделения (Решения ..., 1987): Горизонт	Местные стратиграфические схемы: Северо-западная структурно-фациальная зона: Свита	Юго-западная структурно-фациальная зона: Свита, пачка	Смежные районы Литвы и Латвии (Решения ..., 1987): Свита, надсвита	Польская часть Подлясско-Брестской впадины (Modlinski, 1982): Ярус	Зона
Верхний	Ашгилл	*Glyptograptus persculptus*; *Climacograptus(?) extraordinarius*	Поркунисский F_{II}	Тауценская		Салдусская; Кулдигская; Таученская	Ashgill	*D. anceps*
		Dicellograptus anceps	Пиргуский $F_{I}c$	Друяская		Укияргская; Лудзаская		
		Dicellograptus complanatus		Сведасайская		Балтинавская; Халликуская; Моэская		*D. complanatus*
		Pleurograptus linearis	Вормсиский $F_{I}b$; Набаласкиий $F_{I}a$	Нарочанская		Мейлунская	Caradoc	*P. linearis*
Средний	Карадок	*Dicranograptus clingani*	Раквереский E	Струстовская		Воореская надсвита		*D. clingani*
			Оандуский D_{III}	Сморгонская		Лукштайская		
		Diplograptus multidens	Кейласкиий D_{II}	Вангишкинская	Новоселковская: Лыщицкая	Вилучайская; Аульяльский		*Climacograptus wilsoni*
			Иыхвиский D_{I}		Новоселковская: Видомлянская	Швянтупская		*Climacograptus peltifer*
			Идавереский C_{III}	Ричанская		Сартайская		*N. gracilis*
	Лландейло	*Nemagraptus gracilis*	Кукрузеский C_{II}	Кряуносская	Новоселковская: Лесовчицкая	Кряуносская	Llandeilo	
		Glyptograptus teretiusculus	Ухакуский $C_{I}c$	Краштайская		Краштайская		*G. teretiusculus*
	Лланвирн	*Didymograptus murchisoni*	Ласнамягиский $C_{I}b$	Миорская	Долбневская	Вижунская	Llanvirn	*D. murchisoni*
			Азериский $C_{I}a$			Сегерстадская		
Нижний		*Didymograptus "bifidus"*	Кундаский B_{III}	Твярячюская; Пиворская	Жабинковская	Юодупская; Бичюнская		*D. bifidus*
	Аренииг	*Didymograptus hirundo*	Волховский B_{II}	Мядельская	Прибугская	Драсейкская	Arenig	*D. hirundo*
		Didymograptus extensus	Биллингенский $B_{I}b$	Лээтсеская	Лээтсеская	Лээтсеская		*D. extensus*
		Tetragraptus approximatus	Хуннебергский $B_{I}a$					
	Тремадок	*Angelina sedgwicki*; *Shumardia pusilla*	Варангунский A_{III}					
		Clonograptus tenellus; *Rabd. flabelliforme*	Пакерортский A_{II}			Каллавереская		

Биллингенский горизонт в пределах ВЕП рассматривается как нижняя часть аренигского яруса, примерно соответствующая граптолитовой зоне *Didymograptus extensus* и конодонтовым зонам *Paroistodus proteus*, *Prioniodus elegans*, *Oistodus lanceolatus* (Решения ..., 1987; Pushkin, Popov, 1999). На севере и северо-западе Беларуси горизонт представлен **лээтсеской свитой**, чрезвычайно широко распространенной и достаточно однородно литологически выраженной в пределах западных окраин ВЕП (от Балтийско-Ладожского глинта до Брестской области Беларуси и Волыни). На крайнем юге северо-западной структурно-фациальной зоны (скважины Рудишки 69, Ольгиняны 068 и др.) свита представлена темно-зелеными кварцево-глауконитовыми песчаниками. В северном направлении песчаники замещаются голубовато-зеленоватыми алевролитами и глинами (редко мелкозернистыми песчаниками) с маломощными прослоями мергелей и доломитов. Из этих отложений в скв. Твярячюс 336 (территория Литвы) С. Мяги выявлен комплекс конодонтов, свидетельствующий о биллингенском возрасте вмещающих пород (Лашков и др., 1983). Мощность свиты до 0,5 м (Ропот, Пушкин, 1987).

В белорусской части Подлясско-Брестской впадины горизонт также представлен лээтсеской свитой — однородной толщей зеленых и темно-зеленых кварцево-глауконитовых песчаников. От одновозрастных отложений северо-западной структурно-фациальной зоны эти породы отличаются более крепкой цементацией, практически полным отсутствием прослоев голубовато-зеленоватых глин, мергелей и алевролитов, присутствием прослоев и линзочек бурых аргиллитов. Из органических остатков обнаружены только конодонты (Ропот, Пушкин, 1987). Мощность отложений до 2 м.

Волховский горизонт (B_{II}) соответствует верхней части аренигского яруса и принадлежит граптолитовой зоне *Didymograptus hirundo* (см. табл. 5.3). В северо-западной структурно-фациальной зоне горизонт представлен **мядельской свитой**, характеризующейся достаточно значительной фациальной неоднородностью. На крайнем юге свита сложена маломощными (0,2—0,6 м) массивными доломитизированными известняками с многочисленными зернами глауконита (см. рис. 5.12). В северном направлении эти отложения постепенно замещаются толщей переслаивания зеленовато-серых и пестроцветных известняков и мергелей с примесью глауконита. Иногда отмечаются скопления бурых железистых псевдооолитов (см. рис. 5.10, 5.11). Известняки как хемогенные, так и органогенно-обломочные; последние состоят из скелетных остатков иглокожих, трилобитов, брахиопод и мшанок. Характерны прослои (1—5 см) брахиоподовых известняков, сложенные раковинками *Ranorthis carinata Rub.* Типичны следующие виды брахиопод: *Ranorthis carinata Rub.*, *Paurorthis minima (Pand.)*, *P. parva (Pand.)*. *Notorthis penetrabilis Rub.*, *Panderina lala (Pand.)* и мшанок: *Diaulites helenae (Modz.)*, *Revalotrypa gibbosa (Bassl.)*. Мощность свиты до 3,5 м.

В юго-западной структурно-фациальной зоне горизонт представлен **прибугской свитой** (Решения ..., 1983; Ропот, Пушкин, 1987) (см. рис. 5.13, 5.14). Свита сложена зеленовато-серыми, массивными, крепкими, доломитизированными известняками с обильными (особенно в нижней части) зернами глауконита. В известняках многочисленны изгибающиеся микропрослои (до 3 см) темно-серых мергелей с зеркалами скольжения. Из макрофауны широко распространены раковины крупных цефалопод, обломки панцирей трилобитов, реже — раковины (или ядра) брахиопод и гастропод. Иногда отмечаются прослои брахиоподовых известняков, сложенные раковинками руководящего для горизонта вида *Ranorthis carinata Rub.* Известны также конодонты (определения С.А. Кручека) и акритархи (определения Л.В. Пискун), доказывающие волховский возраст вмещающих пород (Ропот, Пушкин, 1987). Мощность до 3 м.

Аренигский (верхи) и лланвирнский (низы) ярусы

Данная часть разреза представлена **кундаским горизонтом**, соответствующим граптолитовой зоне *Didymograptus "bifidus"* (Решения ..., 1987).

В северо-западной и северной частях Беларуси горизонт представлен пиворской (внизу) и твярячюской (вверху) свитами (Лашков и др., 1983). **Пиворская свита** сложена толщей переслаивания известняков и мергелей, характеризующейся в целом значительно меньшим содержанием глауконита, чем мядельская свита, что отчетливо фиксируется на каротажных диаграммах (см. рис. 5.9—5.12). В отличие от подстилающих отложений породы содержат значительно больше железистых псевдооолитов, пестроцветных пятен и разводов. Мощность до 6,2 м.

Твярячюская свита представлена голубовато-зеленоватыми рыхлыми детритовыми мергелями с немногочисленными линзами и прослоями известняков. Многие прослои имеют пестроцветную окраску, нередки пиритизированные пятна, углефицированные растительные остатки. Свита характеризуется следующими, наиболее широко распространенными видами брахиопод: *Nicolella pterygoidea (Pand.)*, *Lycophoria nucella (Dalm.)*, *Orthis callactis Dalm.*, *Apomatella ingrica (Pahl.)* и мшанок: *Dianulites helenae (Modz.)*, *D. multiûmesoporicus Modz.*, *Revalotrypa gibbosa (Bassl.)*. Мощность до 6,2 м (см. рис. 5.9).

В юго-западной структурно-фациальной зоне кундаскому горизонту соответствуют средняя и верхняя части **жабинковской свиты**, представленной однород-

ной толщей красноцветных и пестроцветных массивных известняков. Довольно часты миллиметровые изгибающиеся пропластки (иногда прослои до 15 см) темно-серых мергелей. Из макрофауны наиболее многочисленны крупные раковины цефалопод, среди которых преобладает вид *Orthoceras regulare Schloth.* В составе фауны брахиопод определены *Orthambonites callactis (Dalm.), O. calligramma (Dalm.), Apomatella ingrica (Pahl.).*

Средний отдел

К среднему отделу относятся отложения лланвирнского (средняя и верхняя части), лландейловского и карадокского ярусов, в составе которых выделяются азериский, ласнамягиский, ухакуский, кукрузеский, идавереский, йыхвиский, кейлаский, оандуский, раквереский и набалаский горизонты (см. табл. 5.3). Верхняя граница отдела проводится условно в средней части набалаского горизонта, т. е. располагается не так, как было принято раньше (Ропот, Пушкин, 1987), а в соответствии с рекомендациями Межведомственного регионального стратиграфического совещания по ордовику и силуру ВЕП (Решения ..., 1987). Мощность до 69,3 м.

Лланвирнский ярус

Данная часть разреза представлена **нерасчлененными отложениями азериского (C_1a) и ласнамягиского ($C_1в$) горизонтов,** соответствующими в общих чертах граптолитовой зоне *Didymograptus murchisoni* (Решения ..., 1987). На севере и северо-западе Беларуси эти отложения объединены в **миорскую свиту** (Лашков и др., 1983; Решения ..., 1983; Ропот, Пушкин, 1987). Свита представлена относительно маломощной (3—5 м) толщей красно- и пестроцветных плотных известняков, отдельные прослои которых обогащены бурыми железистыми псевдооолитами (см. рис. 5.9, 5.10). Фаунистические остатки относительно редки, среди них многочисленны лишь крупные раковины цефалопод, обычны также остатки трилобитов (*Asaphus*), иглокожих (*Echinosphaerites*), брахиопод и мшанок. Среди последних наиболее часто встречаются *Mesotrypa excentrica Modz., Orbipora distincta (Eichw.), Esthoniopora communis Bassl., Constellaria sp. nov.* Мощность до 4,3 м.

В белорусской части Подлясско-Брестской впадины азериский и ласнамягиский горизонты представлены **долбневской свитой**. Это достаточно однородная, хорошо пространственно выдержанная толща серых массивных известняков, содержащая довольно многочисленные изгибающиеся микропрослои темно-серых мергелей. Известняки преимущественно органогенно-обломочные, криноидные, реже — гастроподово-остракодовые. Характерно присутствие белых известковых оолитов (см. рис. 5.13, 5.14). Азериско-ласнамягиский возраст свиты доказывается присутствием следующих видов мшанок: *Dianulites janischewskyi Modz., Hemiphragma pygmaeum Bassl., Mesotrypa excentrica Modz., Stigmatella inflecta (Bassl.).* Мощность до 8 м.

Лландейловский ярус

К лландейловскому ярусу относятся отложения ухакуского и кукрузеского горизонтов, соответствующие граптолитовым зонам *Glyptograptus teretiusculus* и *Nemagraptus gracilis* (Решения ..., 1987).

В северных и северо-западных районах Беларуси к **ухакускому горизонту (C_1c)** отнесена **краштайская свита** (Ропот, Пушкин, 1987), распространявшаяся также на смежной территории Литвы и Латвии (Решения ..., 1978, 1983, 1987). Свита представлена однообразной толщей серых и зеленовато-серых известняков с изгибающимися и прерывающимися прослоями и пропластками мергелей, количество которых постепенно увеличивается вверх по разрезу (см. рис. 5.9). В нижней половине свиты обычны пиритизированные поверхности перерывов. Нижние 1,5—3 м свиты характеризуются отчетливо выраженной пестроцветностью пород и присутствием прослоев, обогащенных железистыми псевдооолитами. Характерной особенностью мергелей краштайской свиты является их ярко-зеленая окраска. Мощность до 12 м.

Фауна более многочисленна и разнообразна, чем в подстилающей миорской свите. В наиболее мелководных фациях преобладают мшанки, брахиоподы и членики криноидей, при движении вглубь бассейна все более значительную роль играют иглокожие (цистоидеи), среди которых доминируют довольно крупные (1—5 см) сферические остатки *Echinosphaerites*. Полоса сплошного распространения эхиносферитесов охватывает смежные с Беларусью районы Латвии (скважины Вишки, Лудза, Балтинава и др.), а в пределах Беларуси и Литвы их находки не так многочисленны. Среди мшанок преобладают, в основном, те же трепостомиды, обладающие полусферическими колониями, которые указывались при характеристике миорской свиты: *Mesotrypa excentrica Modz., Orbipora distincta (Eichw.), Esthoniopora communis Bassl., Diplotrypa petropolitana (Nich.), D. moniliformis Bassl.* Вместе с ними достаточно многочисленны (но только в наиболее глубоководных зонах бассейна) тонковетвистые колонии *Nematotrypa gracilis Bassl.* и несколько видов рода *Nematopora*. В составе фауны брахиопод чаще других встречаются *Sowerbyella uhakuana Rõõm., S. cf. bystrowi Nikan., Clitambonites squamatus (Pahl.)* и др.

Кукрузескому горизонту (C_{II}) практически в полном объеме соответствует **кряуносская свита**, широко распространенная в смежных с Беларусью районах Литвы и Латвии и там впервые установленная (Ре-

шения ..., 1978). Свита представлена толщей неясно комковатых или массивных известняков, содержащих в большом количестве (особенно в низах разреза) крупный пиритизированный детрит, представленный, в основном, обломками скелетных остатков иглокожих, брахиопод, трилобитов и остракод (см. рис. 5.9, 5.10, 5.11). В столь значительном количестве пиритизированный детрит отсутствует в подстилающей краштайской свите. Известняки кряуносской свиты серые, зеленовато-серые и темно-серые, часто криноидные, иногда чередуются с прослоями (3—20 см) и изгибающимися микропрослоями зеленых детритовых мергелей. Характерной особенностью известняков и мергелей кряуносской свиты является обилие следов ползания роющих организмов, которые заполнены в известняках светло-коричневым карбонатным материалом, а в мергелях — глинисто-карбонатным веществом грязно-зеленого цвета. Мощность до 13 м.

Фауна более богата и разнообразна, чем в подстилающих отложениях. Основание кукрузеского горизонта определяется по первому появлению в разрезе следующих видов брахиопод: *Kullervo panderi (Öpik), Leptelloidea leptelloides (Bekk.), Oepikina dorsata (Bekk.), Cremnorthis uhakuana Hints* и мшанок: *Kukersella bassleri Toots, Hallopora ? diaziporoides Pushk., Diazipora milleporacea (Bassl.), Hemiphragma batheri Bassl.* и др.

На юго-западе Беларуси лландейловскому ярусу в составе **ухакуского и кукрузеского горизонтов** соответствует (достаточно условно) **лесовчицкая пачка новоселковской свиты**. Пачка представлена однородной толщей серых массивных и неясно комковатых, обычно детритовых (криноидных) известняков, с изгибающимися пропластками темно-серых мергелей. Детрит, как правило, крупный, пиритизированный. Количество и мощность мергельных прослоев постепенно увеличивается вверх по разрезу. В составе выявленной здесь брахиоподовой фауны руководящее значение имеют *Sowerbyella cf. bystrowi Nikan., S. cf. uhakuana Rõõm., Platystrophia ex gr. dentata (Pand.)*. Среди мшанок пользуются широким распространением *Nematotrypa gracilis Bassl., Esthoniopora communis Bassl., Diazipora millepo-racea (Bassl.), Diplotrypa petropolitana (Nich.), Oanduel-lina leuchtenbergi Pushk.*

Карадокский ярус

К карадокскому ярусу относятся отложения идавереского, йыхвиского, кейлаского, оандуского, раквереского и набалаского (нижняя часть) горизонтов, соответствующие граптолитовым зонам (снизу вверх) *Diplograptus multidens* и *Dicranograptus clingani* (Решения ..., 1987).

Идавереский горизонт (C_{III}), залегающий в основании карадока, соответствует низам граптолитовой зоны *Diplograptus multidens* и (?) средней части конодонтовой зоны *Amorphognathus vaerensis* (Решения ..., 1987).

В северных и северо-западных районах Беларуси горизонту в полном объеме соответствует **ричанская свита** (Решения ..., 1983, 1987; Ропот, Пушкин, 1987). Свита представлена толщей довольно равномерного переслаивания прослоев зеленых и зеленовато-серых рыхлых, сильнодетритовых мергелей и серых хемогенных или криноидных известняков (см. рис. 5.9, 5.10). Наряду с криноидными встречаются прослои биоморфных мшанковых и брахиоподово-мшанковых известняков. В составе детрита явно доминируют криноидеи, реже встречаются скелетные обломки брахиопод, трилобитов, мшанок и остракод. С приближением к границе современного распространения в разрезе увеличивается количество пиритизированных поверхностей перерывов, что сопровождается соответствующим сокращением мощности описываемых отложений. Мощность до 10 м.

Наиболее важное биостратиграфическое значение имеют следующие широко распространенные здесь виды и подвиды беспозвоночных: *Clitambonites schmidti schmidti (Pahl.), C. schmidti epigonus Öpik, Vellamo emarginata (Pahl.), Platystrophia chama (Eichw.), P. lynx lynx (Eichw.), Cremnorthis uhakuana Hints, Paucicrura navis (Öpik), Oepikina anijana anijana (Öpik), Bilobia musca (Öpik), Leptelloidea leptelloides (Bekk.), Dybowskites clavus (Bassl.), Monotrypa undulata (Nich.), Batostoma granulosum Bassl., Prasopora grayae Nich. et Ether., Kukersella bassleri Toots, Nematotrypa gracilis Bassl.* и др.

Йыхвиский (D_I) и кейлаский (D_{II}) горизонты соответствуют средней и верхней частям граптолитовой зоны *Diplograptus multidens* и верхней части конодонтовой зоны *Amorphognathus vaerensis* (Решения ..., 1987).

В северных и северо-западных районах Беларуси отложения обоих горизонтов объединены в **вангишкинскую свиту** (Пушкин, 1981_2; Решения ..., 1983, 1987; Ропот, Пушкин, 1987). Свита представлена достаточно однородной толщей зеленовато-серых известняков, переходящих в отдельных частях разреза (в основном в верхней части) в прослои мергелей. Соотношение известняков и мергелей варьирует от 8 : 2 до 7 : 3. Известняки часто детритовые (криноидные) или биоморфные (брахиоподовые, мшанковые). Последние разности преобладают в верхней (кейлаской) части свиты. Для многих прослоев известняков характерно обилие неясно оконтуренных следов ползания илоедов, выполненных более светлым карбонатным материалом и придающим породам пятнистый облик. Мергели довольно крепкие, детритовые, неслоистые, имеют зеленую окраску и часто переполнены остатками бентосной фауны (брахиоподы, мшанки, трилобиты, иглокожие). В составе руководящих видов брахиопод: *Clitambonites schmidti epigonus Öpik, Horderleyella kegelensis*

oanduensis Hints, Nicolella alliku Orasp., Platystrophia chama (Eichw.), P. lynx attenuata Alich., P. crassoplicata Alich., Strophomena asmusi (Vern.), Sowerbyella trivia Rõõm., S. forumi Rõõm.; мшанок: *Monotrypa jewensis Bassl., Hallopora tolli Bassl., H. angusta Pushk., Mesotrypa orientalis Modz., Balticoporella glabra (Bassl.), Heterotrypa foliacea Ulr. et Bassl., Batostoma tenuispinosum (Bassl.), Eridotrypa aedilis (Eichw.), Bythopora ljudmilae Pushk., Homotrypa similis (Foord), Graptodictya simplex Ulr., G. scalpelliformis (Eichw.).* Мощность свиты до 9 м.

На территории Подлясско-Брестской впадины карадокскому ярусу (**нерасчлененные идавереский, йыхвиский, кейлаский и (?) оандуский горизонты**) соответствуют **видомлянская и лыщицкая пачки новоселковской свиты.** Это достаточно однородная толща переслаивания мергелей и известняков (соотношение разностей примерно 7 : 3). Мергели зеленовато- и темно-серые, крупнодетритовые, в основном, криноидные; известняки серые, чаще всего органогенно-обломочные. В отличие от подстилающих отложений здесь достаточно многочисленны обрывки рабдосом граптолитов (диктионемы), вместе с которыми относительно многочисленны и разнообразны скелетные остатки иглокожих, брахиопод и мшанок. Среди брахиопод типичны: *Cremnorthis aff. uhakuana Hints, Hesperorthis cf. pljussensis Alich., Cyrtonotella aff. kuckersiana (Wys.), Nicolella alliku Orasp., Leptelloidea aff. leptelloides (Bekk.), Leptaena cf. wesenbergensis Alich.* Среди мшанок чаще всего встречаются *Pachydictya cyclostomoides (Eichw.), Hallopora angusta Pushk., Mesotrypa egena Bassl., M. gutta Pushk., Bythopora ljudmilae Pushk., Eridotrypa boardmani Pushk., Diplotrypa abnormis (Modz.).* Данные отложения венчают разрез ордовика в пределах рассматриваемой территории.

Оандуский горизонт (D_{III}) соответствует нижней части граптолитовой зоны *Dicranograptus clingani* и нижней части конодонтовой зоны *Amorphognathus superbus* (Решения ..., 1987).

В северных и северо-западных районах Беларуси горизонту в полном объеме соответствует **сморгонская свита** (Пушкин, 1981_2; Решения ..., 1983, 1987; Ропот, Пушкин, 1987). Свита трансгрессивно (со стратиграфическим перерывом) перекрывает различные горизонты нижнего и среднего ордовика, а на крайнем юго-западе рассматриваемой территории породы кембрия (скважины Лустишки 026, Заборье 8) (Пушкин, 1976, 1980, 1981_2, 1986; Ропот, Пушкин, 1987). В основании свиты всегда хорошо выражена пиритизированная поверхность перерыва.

Свита в значительной степени фациально дифференцирована, что послужило основанием для выделения в ее составе трех фациальных зон со свойственным каждой из них набором пород, содержащих характерные фаунистические ассоциации (Пушкин, 1976, 1980, 1986). На преобладающей части свита представлена толщей комковатых известняков с многочисленными изгибающимися микропрослоями (или прослоями мощностью 5—50 см) голубовато- и зеленовато-серых мергелей и глин. Количество и мощность последних закономерно возрастает с приближением к границе современного распространения отложений. Непосредственно вблизи этой зоны свита сложена толщей алевритистых глин и мергелей с маломощными (1—5 см) прослоями известняков. Характерной особенностью данной фациальной зоны является постоянное присутствие прослоев биоморфных брахиоподовых известняков, сложенных, в основном, раковинами *Howellites wesenbergensis (Alich.), Rafinesquina poljensis Alich.* и *Sowerbyella tenera Rõõm.* В северном направлении толща глин и мергелей постепенно замещается толщей комковатых известняков, слагающих в пограничных с Литвой и Латвией районах уже основную часть разреза (Пушкин, 1980, 1986). Еще одной отличительной особенностью сморгонской свиты является постоянное присутствие (особенно в ее низах) пиритизированной гальки глинистых известняков — свидетельство трансгрессивности описываемых отложений. Мергели и глины сморгонской свиты рыхлые, с характерной скорлуповатой или листоватой отдельностью, часто содержат значительное количество пиритизированных пленок, придающих породам пятнистый облик. Мощность до 7,1 м.

Состав фауны брахиопод и мшанок существенно обновился по сравнению с таковым из подстилающих отложений. Руководящий комплекс представлен следующими видами брахиопод: *Howellites wesenbergensis (Alich.), Rafinesquina poljensis Alich., Sowerbyella tenera Rõõm., Platystrophia dentata evari Orasp., P. dentata triata Orasp., P. lynx ovalis Alich., Leptaena wesenbergensis Alich., Onniella longa Hints* и мшанок: *Esthoniopora subsphaerica (Bassl.), Stigmatella massalis Bassl., Mesotrypa strumaeformis Pushk., Hallopora wesenbergiana peculiaris Pushk., H. prodiga Pushk., Eridotrypa aedilis (Eichw.), Anaphragma exile Pushk.* и др.

Раквереский горизонт (E) примерно соответствует средней части граптолитовой зоны *Dicranograptus clingani* и средней части конодонтовой зоны *Amorphognathus superbus* (Решения .... 1987). В северных и северо-западных районах Беларуси горизонту соответствует **нижняя половина струстовской свиты** (Пушкин, 1981_2; Решения ..., 1983, 1987; Ропот, Пушкин, 1987). Мощность горизонта до 7 м (см. рис. 5.9—5.12). В зоне, расположенной вблизи границы современного распространения отложений, нижняя часть свиты представлена толщей переслаивания прослоев (1—80 см) серых известняков и темно-серых мергелей и глин (соотношение около 7 : 3). В северо-западном направлении процентный состав глинисто-мергельных прослоев постепенно увеличивается и в пограничных с Лит-

вой и Латвией районах данное соотношение уже становится обратным. Известняки серые, однородные, в отличие от подстилающих отложений почти не содержат органогенного детрита. Обычно известняки представлены в виде прослоев (5—30 см), но нередки комки и линзы известняка. Довольно многочисленны следы интенсивной пиритизации, выраженные в виде пятен, разводов или поверхностей перерывов. Мергели и глины рыхлые, имеют плитчатую или листоватую отдельность.

Органические остатки встречаются реже, чем в сморгонской свите. В составе брахиоподовой фауны особенно часты *Nicolella oswaldi (Buch.)*, *Sowerbyella raegaverensis Rõõm.*, *Platystrophia lutkevichi Alich.*, *Vellamo verneuili (Eichw.)*, *Howellites wesenbergensis (Alich.)*. Среди мшанок наиболее типичны *Batostoma tenuispinosum (Bassl.)*, *Heterotrypa obscura Ulr.*, *Hallopora subnodosa (Ulr.)*, *Diplotrypa ligniformis (Dyb.)*.

Набалаский горизонт (F_1a) соответствует верхам граптолитовой зоны *Dicranograptus clingani* и низам зоны *Pleurograptus linearis*, граница между указанными зонами (а также — между карадокским и ашгильским ярусами) проводится примерно в середине горизонта (см. табл. 5.3). Горизонту соответствует **верхняя половина струстовской** и **нижняя половина нарочанской свит** (Решения ..., 1983, 1987; Ропот, Пушкин, 1987). Мощность горизонта до 10—13 м. Он представлен в наиболее полных северных разрезах толщей серых, массивных и неясно комковатых известняков с многочисленными прослоями темно-серых плитчатых мергелей и листоватых глин (на 1 м приходится 2—4 таких прослоя мощностью 0,5—3 см). В южном направлении количество и мощность глинисто-мергельных прослоев постепенно сокращается. Здесь горизонт сложен преимущественно известняками с маломощными (0,1—1,0 см) прослоями и изгибающимися пропластками темно-серых и голубовато-зеленоватых мергелей. На крайнем юге рассматриваемой территории разрез сложен темно- и коричневато-серыми, интенсивно доломитизированными и пиритизированными известняками.

Остатки фауны относительно немногочисленны. Среди брахиопод чаще других встречаются *Pionodema costata Hints*, *Wysogorskiella litviensis Hints*, *Laticrura rostrata Hints*, *Boreadorthis recula Öpik*, *Sowerbyella raegaverensis Rõõm.*, *Pseudolingula quadrata (Eichw.)*, среди мшанок *Pachydictya cf. bifurcata (Hall)*, *Rhinidictya exserta (Eichw.)*, *Hallopora wesenbergiana (Dyb.)*, *H. gracilens Bassl.*, *H. prodiga Pushk.*, *Dybowskites colliculatus (Eichw.)*, *Eridotrypa simulatrix (Ulr.)*.

Верхний отдел

Ашгильский ярус

К верхнему отделу относятся только отложения ашгильского яруса, объединяющие набалаский (верхняя часть), вормсиский, пиргуский и поркуниский горизонты (см. табл. 5.3). В связи с тем, что характеристика набалаского горизонта была дана выше, она здесь не приводится. Мощность верхнеордовикских отложений колеблется от нескольких метров до 73,5 м. Они согласно залегают на породах среднего ордовика, перекрываются трансгрессивно лежащими на них отложениями силура, девона, мела и антропогена.

Вормсиский горизонт (F_1b) соответствует верхней части граптолитовой зоны *Pleurograptus linearis*; примерно в средней части горизонта располагается граница между конодонтовыми зонами *Amorphognathus superbus* и *A. ordovicicus* (см. табл. 5.3). К горизонту относятся **средняя и верхняя части нарочанской свиты**. Мощность до 21,6 м. Горизонт представлен толщей серых известняков с маломощными (0,5—3 см) прослоями темно-серых рыхлых или довольно плотных (плитчатых) мергелей. Мощность и количество мергельных прослоев постепенно увеличиваются с удалением от границы современного распространения отложений: в наиболее северных разрезах соотношение известняков и мергелей достигает 8 : 2, тогда как в наиболее южных их соотношение практически обратное. Вблизи границы распространения отложений горизонт представлен серыми и буровато-серыми, массивными, доломитизированными известняками с редкими изгибающимися пропластками темно-серых (до черных) мергелей. Бентосная фауна распространена примерно в той же степени, что и в отложениях набалаского горизонта. Среди брахиопод достаточно часты *Sampo hiiuensis hiiuensis Öpik* (руководящий для горизонта вид), *Boreadorthis crassa Öpik*, *B. recula Öpik*, среди мшанок доминируют виды, указанные при характеристике набалаского горизонта.

Пиргуский горизонт (F_1c) соответствует средней части ашгильского яруса, отвечая в полном объеме граптолитовым зонам *Dicellograptus complanatus* и *D. anceps* и большей части конодонтовой зоны *Amorphognathus ordovicicus* (Решения ..., 1987). Мощность горизонта до 35,9 м. Горизонту в полном объеме соответствуют сведасайская и друяская свиты (Решения ..., 1983, 1987; Ропот, Пушкин, 1987). **Сведасайская свита** представлена толщей серых и коричневато-серых массивных и неясно комковатых известняков с изгибающимися маломощными (1—10 см) или выклинивающимися пропластками темно-серых мергелей. На крайнем севере Беларуси свита сложена серыми, неравномерно глинистыми известняками, содержащими редкий рассеянный органогенный детрит и немногочисленную фауну мшанок, брахиопод, ругоз, табулят, криноидей. На юге разрез сложен буровато-серыми, массивными, сильнодоломизитированными известняками с многочисленными пиритизированными темно-серыми пятнами, разводами и поверхностями перерывов. Остатки брахиопод и мшанок распространены неповсеместно,

но достаточно многочисленны. Среди брахиопод обычны *Boreadorthis sadewitziensis (Roem.), Dinorthis solaris (Buch.), Dalmanella cf. testudinaria (Dalm.), Elsaella bekkeri (Ros.), Thaerodonta cf. convexa Rõõm.* В составе мшанковой фауны широко представлены многие формы, характерные для набалаского и вормсиского горизонтов, но вместе с ними часты руководящие для пиргуского горизонта виды: *Homotrypa peculiaris Pushk., H. obliqua Ulr., Anaphragma rectum Pushk., Calloporella concinna Pushk., Rhinopora explanata (McCoy).*

Друяская свита составляет верхнюю часть пиргуского горизонта и распространена на небольшой территории, охватывающей крайний север Беларуси и прилегающие районы Литвы и Латвии. Представлена зеленовато-серыми, однородными, глинистыми, доломитизированными, пятнистыми известняками. Пятнистость обусловлена присутствием исключительно многочисленных пиритизированных пятен и разводов, имеющих разнообразные очертания. Остатки фауны редки или отсутствуют.

Поркуниский горизонт (F_{II}) соответствует верхам ашгильского яруса — граптолитовые зоны *Climacograptus (?) extraordinarius — Glyptograptus persculptus* (Решения ..., 1987). Горизонту соответствует **тауценская свита**, широко распространенная в прилегающих районах Литвы и Латвии. На территории Беларуси свита вскрыта только скв. Вангишки 205, где представлена коричневато- и зеленовато-серыми сильнодоломитизированными известняками с изгибающимися микропрослоями голубоватых и зеленых мергелей. Породы переполнены колониями табулят, ругоз, мшанок, что резко отличает их от подстилающих отложений и свидетельствует, по-видимому, об их биогермном генезисе.

СИЛУРИЙСКАЯ СИСТЕМА

Силурийские отложения, как и породы ордовика, распространены на территории Беларуси в двух районах — на юго-западе (юго-западная структурно-фациальная зона — Подлясско-Брестская впадина и Волынская моноклиналь) и северо-западе (северо-западная структурно-фациальная зона — Прибалтийская моноклиналь) (см. рис. 5.7). Их изученность неравноценна, в отличие от ордовикских отложений всесторонне исследованы только силурийские отложения юго-западной части Беларуси, где развиты наиболее полные разрезы, тогда как силур северо-западной части ее, представленный, в основном, лагунными фациями, изучен относительно слабо.

В биогеографическом отношении эти силурийские бассейны принадлежат к Европейской провинции (Буко, 1979; Berry, Boucot, 1970). Следует также отметить, что в связи с высокой степенью мировой изученности силурийской фауны (брахиоподы, трилобиты, остракоды, конодонты, мшанки и т. д.), общепризнанные ярусы силурийской системы (лландовери, венлок, лудлов) подразделены в последнее время на подъярусы, что считается в настоящее время общепризнанным. Силурийские бассейны этих территорий, как и ордовикские, открывались в относительно глубоководные морские акватории Западной Европы и Балтии.

Следует также иметь в виду, что силурийские отложения Беларуси (в первую очередь, территории Подлясско-Брестской впадины), в отличие от ордовикских, представлены образованиями различных экологических зон: лагуны, мелководной, относительно мелководной и относительно глубоководной шельфовых зон моря. Этим обстоятельством, наряду с большой скоростью прогибания и достаточно крутым наклоном дна бассейна, объясняется значительно более резкая их фациальная дифференцированность по сравнению с отложениями ордовика, что нашло отражение в большей усложненности стратиграфической схемы силура.

Первые достоверные сведения о силурийских отложениях белорусской части Подлясско-Брестской впадины содержатся в работах А.С. Махнача и В.К. Голубцова (Махнач, 1956_1, 1958; Голубцов, Махнач, 1961). В них приведены общие сведения о литологическом составе верхних горизонтов силура, вскрытых первыми колонковыми скважинами. В середине 60-х годов здесь началось бурение глубоких структурно-поисковых скважин, в результате чего была получена более или менее полная геологическая информация о составе и строении всей силурийской толщи (Кондратчик, Богино, 1965). Анализ промыслово-геофизических материалов по пробуренным вкрест простирания (с востока на запад) скважинам позволил Г.В. Зиновенко и И.И. Верниковскому (1970) расчленить всю сложно построенную разнофациальную толщу силура на ряд литологических пачек. Достигнутая литостратиграфическая основа позволила высказать предположение о наличии в восточной части данной территории позднесилурийского кораллового барьерного рифа (Грачевский и др., 1969). Основные вышеупомянутые результаты исследований были суммированы в сводке по геологии Беларуси (Сверджинский, Смирнова, Махнач, 1971_2).

В 60—70-е годы началось планомерное биостратиграфическое изучение силура белорусской части Подлясско-Брестской впадины (остракоды, брахиоподы, акритархи, мшанки, граптолиты). В результате появились публикации, освещающие первые результаты проведенных исследований (Синичка и др., 1970; Пушкин, 1972, 1973, 1975; Моисеева, 1973, 1974, 1975; Пискун, 1975 и др.). В эти же годы на крайнем юге Беларуси (Волынская моноклиналь) были пробурены две скважины — Томашовка 4116 и 11, вскрывшие верхние горизонты силура и перекрывающие их отложения нижнего

девона (Крандиевский, 1962; Цегельнюк, 1976). Разрезы скважин содержали остатки столь богатой и прекрасно сохранившейся бентосной фауны, что послужило впоследствии предметом написания специальных статей (Пушкин, Кручек, 1978; Абушик и др., 1982) и явилось основой для выделения на территории Беларуси лохковского (бывший жединский) яруса нижнего девона.

В конце 70-х — начале 80-х годов в результате комплексных стратиграфических исследований была разработана стратиграфическая схема силурийских отложений Беларуси (Пушкин и др., 1981_2; Решения ..., 1983), основу которой составили материалы по территории Подлясско-Брестской впадины. В связи с тем, что данный район находится примерно на одинаковом расстоянии между хорошо изученными в стратиграфическом отношении территориями Прибалтики и Подолии, в схеме была принята последовательность собственных (белорусских) региональных стратиграфических подразделений — горизонтов. В то же время, предложенная последовательность существенно отличается от таковой польской части Подлясско-Брестской впадины: на территории Беларуси разрез представлен разнофациальной толщей (от лагунных и прибрежно-мелководных до относительно глубоководных фаций), а на территории Польши, в основном, глубоководными граптолитовыми фациями (Tomczykova, Tomczyk, $1979_{1,2}$).

Впоследствии стратиграфическая схема силура белорусской части Подлясско-Брестской впадины была включена в стратиграфическую схему силурийских отложений Восточно-Европейской платформы (Решения ..., 1987). В течение последнего десятилетия продолжалось изучение отдельных групп ископаемых организмов (брахиоподы, граптолиты, остракоды), что позволило уточнить стратиграфию силурийского разреза (Модзалевская, Пашкевичюс, Пушкин, 1988; Пашкевичюс, Пушкин, 1988; Пушкин, Пашкевичюс, 1988; Абушик, Моисеева, 1989; Экостратиграфия ..., 1991). Было также выполнено литостратиграфическое расчленение толщи с выделением последовательности свит и пачек (Пушкин, Ропот, 1989). В результате оказалось возможной первая попытка экостратиграфического изучения силурийских отложений, основанная на материалах детальной био- и литостратиграфии, фациального анализа, на монографическом изучении наиболее важных групп органических остатков (Экостратиграфия ..., 1991). Экологическая зональность, использованная в настоящем разделе и подробно описанная в указанной монографии, заимствована из авторитетных разработок (Кальо и др., 1983; Предтеченский и др., 1983).

История изучения силура в северо-западной части Беларуси не столь продолжительна. Она начинается с публикаций И.Ю. Пашкевичюса (1958, 1960, 1965, 1968), где в контексте изучения всего силурийского разреза Литвы рассматривалось и стратиграфическое положение силурийских пород крайнего северо-запада Беларуси (скважины Купа, Видзы, Браслав). Позднее стратиграфия этих отложений в самых общих чертах обсуждалась в работах В.И. Пушкина с соавторами (Пушкин, 1978_3; Пушкин и др., 1981_2; Решения ..., 1983).

Таким образом, в настоящем разделе основное внимание уделено описанию стратиграфии силура Подлясско-Брестской впадины, максимальная мощность которого составляет 550 м (скв. Ратайчицы 12). На крайнем севере Волынской моноклинали вскрыты лишь верхи (пржидольский ярус) силурийского разреза. В течение силура в пределах всей юго-западной части Беларуси (а также Польши и Волыни) существовал единый седиментационный бассейн. На северо-западе Беларуси известны лишь отложения нижнего отдела силура (лландоверийский и венлокский ярусы), представленные краевыми (в основном лагунными) фациями (максимальная мощность до 65 м) седиментационного бассейна, существовавшего на территории Балтии. Стратиграфическая схема силурийских отложений Беларуси и корреляция их с образованиями смежных территорий показана в табл. 5.4.

Нижний отдел

Нижний отдел на территории Беларуси представлен отложениями лландоверийского (теличский подъярус) и венлокского (шейнвудский и гомерский) ярусов (см. табл. 5.4). Площадь распространения нижнесилурийских отложений совпадает с максимальной площадью распространения силура на территории республики. В Подлясско-Брестской впадине мощность колеблется от 38 м (скв. Малые Красники 1) до 91 м (скв. Ратайчицы 12); на северо-западе — от 3,4 м (скв. Поповщина 049) до 65 м (скв. Ольгиняны 068). Залегают отложения нижнего силура с большим стратиграфическим перерывом (около 30 млн лет) на породах среднего ордовика, перекрываются на большей части территории Подлясско-Брестской впадины согласно залегающими на них верхнесилурийскими образованиями и лишь на крайнем юге (скв. Страдечь 17) — отложениями юры. Нижнесилурийские отложения характеризуются здесь относительно хорошей пространственной выдержанностью; границы горизонтов, свит и пачек уверенно трассируются в большинстве разрезов.

В северо-западной структурно-фациальной зоне, как и в Подлясско-Брестской впадине, трансгрессия силурийского моря была приурочена к концу лландоверийского века. Площадь распространения нижнесилурийских отложений показана на рис. 5.7. Залегают они с резким стратиграфическим несогласием (около 15 млн лет) на отложениях верхнего ордовика, перекрываются со значительно большим стратиграфическим перерывом (порядка 200 млн лет и более) отложениями юры или палеогена.

Таблица 5.4

Стратиграфическая схема силурийских отложений Беларуси

Отдел	Ярус	Подъярус	Граптолитовая зона	Горизонт	Подлясско-Брестская впадина: Западная часть	Подлясско-Брестская впадина: Восточная часть	Волынская моноклиналь	Прибалтийская моноклиналь
Верхний	Пржидольский		?	Кустинский	Кустинская свита		Томашевская свита	
Верхний	Пржидольский		?	Мухавецкий	Свитичская свита		Гущинская свита	
Верхний	Пржидольский		Monoclimacis ultimus	Мухавецкий	Кантиновская свита			
Верхний	Лудловский	Лудфордский	*Monograptus formosus*	Леснянский	Леснянская свита	Дешевичская свита		
Верхний	Лудловский	Лудфордский	*Monograptus balticus*	Русиловский	Русиловская свита	Русиловская свита: Ракитницкая пачка, Дымницкая пачка		
Верхний	Лудловский	Горстийский	*Pristiograptus tauragensis*, *Lobograptus scanicus*	Франопольский	Франопольская свита: Тришинская пачка	Турнаская свита: Озятская пачка		
Верхний	Лудловский	Горстийский	*Lobograptus progenitor*, *Neodiverso-graptus nilssoni*	Франопольский	Франопольская свита: Гузнинская пачка	Турнаская свита: Боярская пачка		
Нижний	Венлокский	Гомерский	*Monograptus ludensis*, *Gothograptus nassa*	Липновский	Липновская свита: Смольникская пачка	Липновская свита: Смольникская пачка		
Нижний	Венлокский	Гомерский		Липновский	Липновская свита: Стриговская пачка	Липновская свита: Стриговская пачка		
Нижний	Венлокский	Гомерский		Липновский	Липновская свита: Хведьковичская пачка	Липновская свита: Хведьковичская пачка		
Нижний	Венлокский	Шейнвудский	?	Липновский	Липновская свита: Щербинская пачка	Липновская свита: Щербинская пачка		Яченская свита
Нижний	Венлокский	Шейнвудский	?	Липновский	Липновская свита: Шерешевская пачка	Липновская свита: Шерешевская пачка		Яченская свита
Нижний	Лландоверийский	Теличский	*Oktavites spiralis*	Зельвянский	Зельвянская свита	Зельвянская свита		Швянченская свита

Лландоверийский ярус

Отложения лландоверийского яруса на территории Подлясско-Брестской впадины представлены зельвянским горизонтом, которому в полном объеме соответствует зельвянская свита (Решения ..., 1983, 1987; Экостратиграфия ..., 1991), и относятся к верхнему (теличскому) подъярусу. Лландоверийский ярус, по предложению британских стратиграфов, изучивших его отложения в стратотипической области (Уэльс, Англия) (Cocks et al., 1984), подразделен на три подъяруса (сни-

зу вверх): рудданий (Rhuddanian), аероний (Aeronian) и телич (Telychian). Этим подразделениям придан ранг стратонов общей (международной) шкалы. Принадлежность лландоверийских отложений рассматриваемой территории к теличскому подъярусу доказана биостратиграфическим изучением граптолитов, брахиопод, мшанок, остракод и акритарх. Позднелландоверийский (теличский) возраст швянченской свиты на смежной с северо-западной Беларусью территории Литвы доказан данными изучения граптолитов и брахиопод (Пашкевичюс, 1968, 1979; Мустейкис, 1991).

Зельвянский горизонт (свита) был установлен В.И. Пушкиным с соавторами (Пушкин и др., 1981; Решения ..., 1983) и полностью соответствует теличскому подъярусу. Горизонт несогласно залегает на породах среднего карадока (см. табл. 5.4). Комплекс граптолитов свидетельствует о принадлежности вмещающих отложений к граптолитовой зоне *Oktavites spiralis* (Пушкин, 1972; Пашкевичюс, Пушкин, 1988), т. е. к верхней половине теличского подъяруса. Он также понимается в объеме брахиоподовой зоны *Eoplectodonta penkillensis* и мшанковой зоны *Mesotrypa estonica* (Модзалевская, Пашкевичюс, Пушкин, 1988).

Зельвянскому горизонту, как региональному стратону, в полном объеме соответствует **зельвянская свита** (Стратиграфический ..., 1991). Стратотипом горизонта выбран разрез скв. Высокое 1 в интервале 809—820 м (рис. 5.15). Площадь распространения свиты совпадает с максимальной площадью распространения силура. Свита вскрыта всеми скважинами, прошедшими силур на полную мощность, наиболее полно охарактеризована керном в разрезах скважин Высокое 1, Ратайчицы 12, Новоселки 29, Дубовое 31, Прибугские 13, 20, Турна 5, Жабинка 3, Дешевичи 27, Скверики 1, Малые Красники 1.

Нижняя граница свиты четкая и устанавливается в керне по смене серых детритовых известняков и мергелей среднего ордовика толщей зеленовато- и темно-серых, оскольчатых (иногда скорлуповатых), недетритовых мергелей с пропластками темно-бурых аргиллитов. Данная граница соответствует основанию I литологической пачки (Зиновенко, Верниковский, 1970) и уверенно устанавливается на каротажных диаграммах по резкому увеличению значений ГК (см. рис. 5.15; рис. 5.16—5.19). Верхней границе соответствует не менее резкое уменьшение значений ГК, соответствующее кровле I литологической пачки. Мощность отложений свиты хорошо выдержана и составляет в среднем 12—16 м. Пределы колебания мощности от 9 м (скв. Брест 9) до 20 м (скв. Прибугская 1).

Свита представлена толщей зеленовато- и темно-серых мелкооскольчатых мергелей и карбонатных глин, с немногочисленными линзами и прослоями известняков (Экостратиграфия ..., 1991). Несмотря на кажущуюся литологическую однородность, состав свиты претерпел определенную дифференцированность по площади. На крайнем северо-востоке (скв. Малые Красники 1) это толща блекло-зеленовато-серых доломитовых мергелей и глин с многочисленными проявлениями пиритизации и лимонитизированными отпечатками растительных остатков. Остатки бентосной фауны отсутствуют, что свидетельствует, по-видимому, об их лагунном генезисе. В западном и юго-западном направлениях эти отложения замещаются нормально-морскими детритовыми мергелями и глинами с линзами и прослоями известняков. На востоке территории (к востоку от меридиана скв. Кустинская 1оп) в разрезе присутствуют достаточно мощные (до 10—50 см) прослои известняков. Самый мощный комплекс известняков (3—5 м) развит в средней части свиты. К западу от меридиана скв. Кустинская 1оп развиты лишь маломощные линзы известняков, а на Прибугской структуре и западнее ее разрез сложен толщей переслаивания зеленовато-серых мергелей и темно-серых аргиллитов с граптолитами. Таким образом, в продольном профиле установлены образования следующих экологических зон позднелландоверийского моря: лагуна, отмельная зона, мелкий открытый шельф, глубокий открытый шельф (Экостратиграфия ..., 1991).

Свита богата остатками ископаемых организмов; наиболее многочисленны брахиоподы, трилобиты, мшанки, криноидеи, остракоды. Среди брахиопод особенно широко представлены *Eoplectodonta penkillensis (Reed), Resserella tatyanae Pushk., Visbyella visbiensis (Lind.), Platystrophia sp., Leptaena sp., Streptis sp.* В составе мшанковой фауны чаще всего встречаются *Mesotrypa estonica Astr., Hallopora elegantula (Hall), H. clausa (Hall)* и др. В составе граптолитов особенно многочисленны *Oktavites spiralis (Gein.), Retiolites angustidens Elles et Wood., Monograptus priodon (Bronn.), Monoclimacis griestoniensis (Nicol.).*

Швянченская свита северо-западной структурно-фациальной зоны относится согласно стратиграфическим схемам силурийских отложений Прибалтики (Решения ..., 1978) и Восточно-Европейской платформы (Решения ..., 1987) к **адавереcкому горизонту**. Мощность колеблется от 3,4 м (скв. Поповщина 049) до 22,5 м (скв. Ольгиняны 068).

Свита представлена толщей зеленовато-серых, блеклых, доломитовых мергелей и глин с подчиненными им прослоями и линзами доломитизированных светло-серых известняков и доломитов. Наиболее полно разрез свиты охарактеризован керном в скважинах Мали 1, Видзы 1, Ольгиняны 068, Дегенево 25, Суходолы 66, Рудишки 69, Снеяны 024, Поповщина 049. Соотношение известняков и мергелей колеблется от 5 : 5 до 3 : 7 или 2 : 8. Органические остатки редки, что, возможно, является свидетельством лагунного генезиса пород.

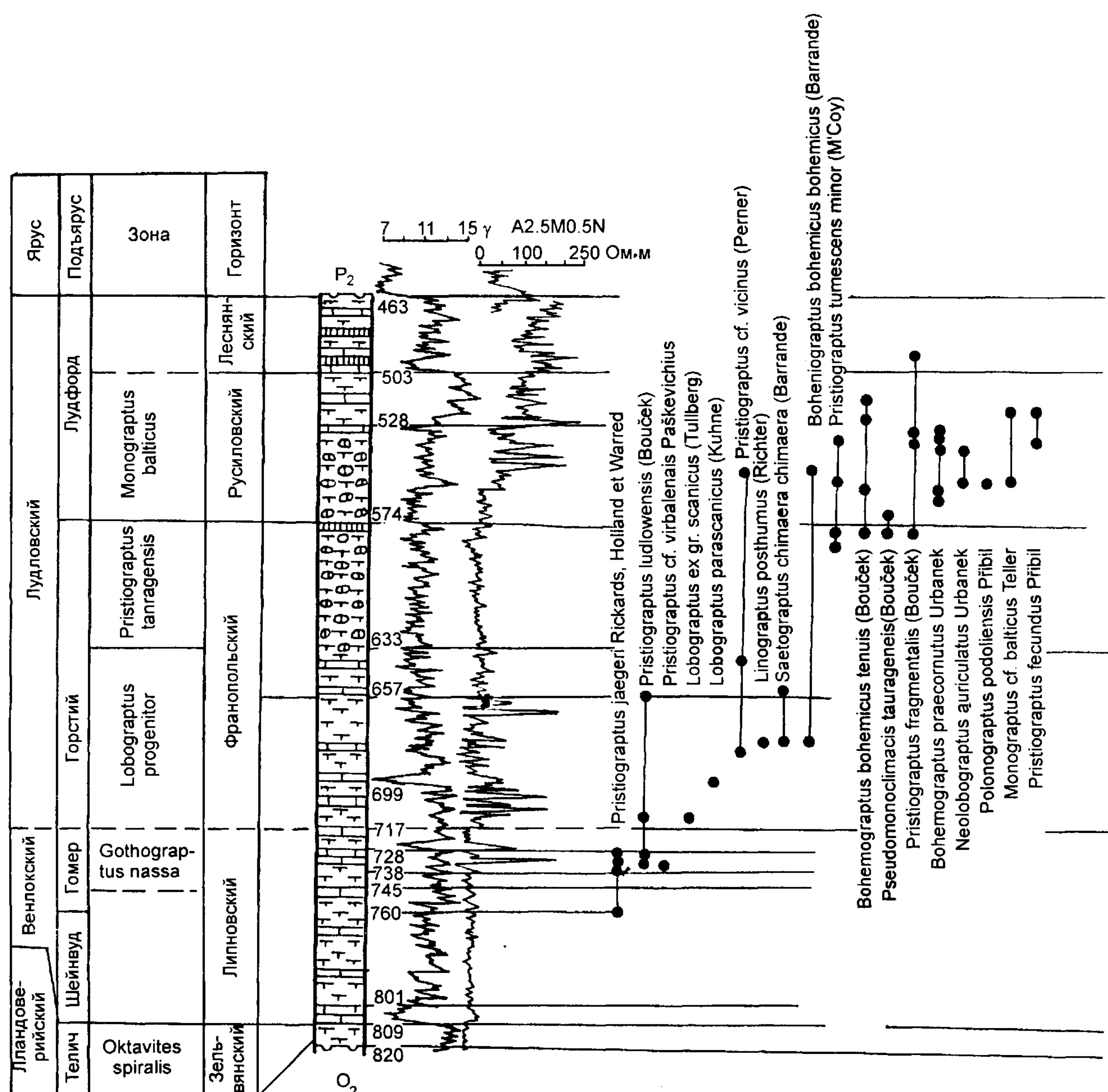


Рис. 5.15. Разрез силурийских отложений в скв. Высокое 1 и распространение стратиграфически важных видов макрофауны (определения В.И. Пушкина, И.Ю. Пашкевичене и Т.Л. Модзалевской).

Условные обозначения на рис. 5.8.

Встречены (скв. Видзы, гл. 244 м) брахиоподы *Dicoelosia biloba (Linn.)* и *Sowerbyella cf. undulata (Salter)*, что позволяет рассматривать вмещающие отложения в составе брахиоподового сообщества *Atrypa (Gotatrypa) hedei* (Мустейкис, 1991). Кроме того, из данных отложений (скв. Видзы, гл. 244 м) изучены остракоды (Т.И. Моисеева) и конодонты (С.А. Кручек), подтверждающие позднелландоверийский возраст пород.

Венлокский ярус

Венлокский ярус по предложению британских стратиграфов, изучивших его отложения в стратотипической области (Уэльс, Англия) (Bassett et al., 1975), подразделен на два подъяруса: шейнвуд (Sheinwoodian) внизу и гомер (Homerian) вверху. Граница между ними устанавливается на границе граптолитовых зон *ellesae* — *lundgreni*. В связи с тем, что для территории белорусской части Подлясско-Брестской впадины пока не по-

Рис. 5.16. Разрез силурийских отложений в скв. Брест 12К (д. Ратайчицы) и распространение стратиграфически важных видов макрофауны (определения В.П. Пушкина, Т.Л. Модзалевской, В.П. Грищенко).

Условные обозначения на рис. 5.8.

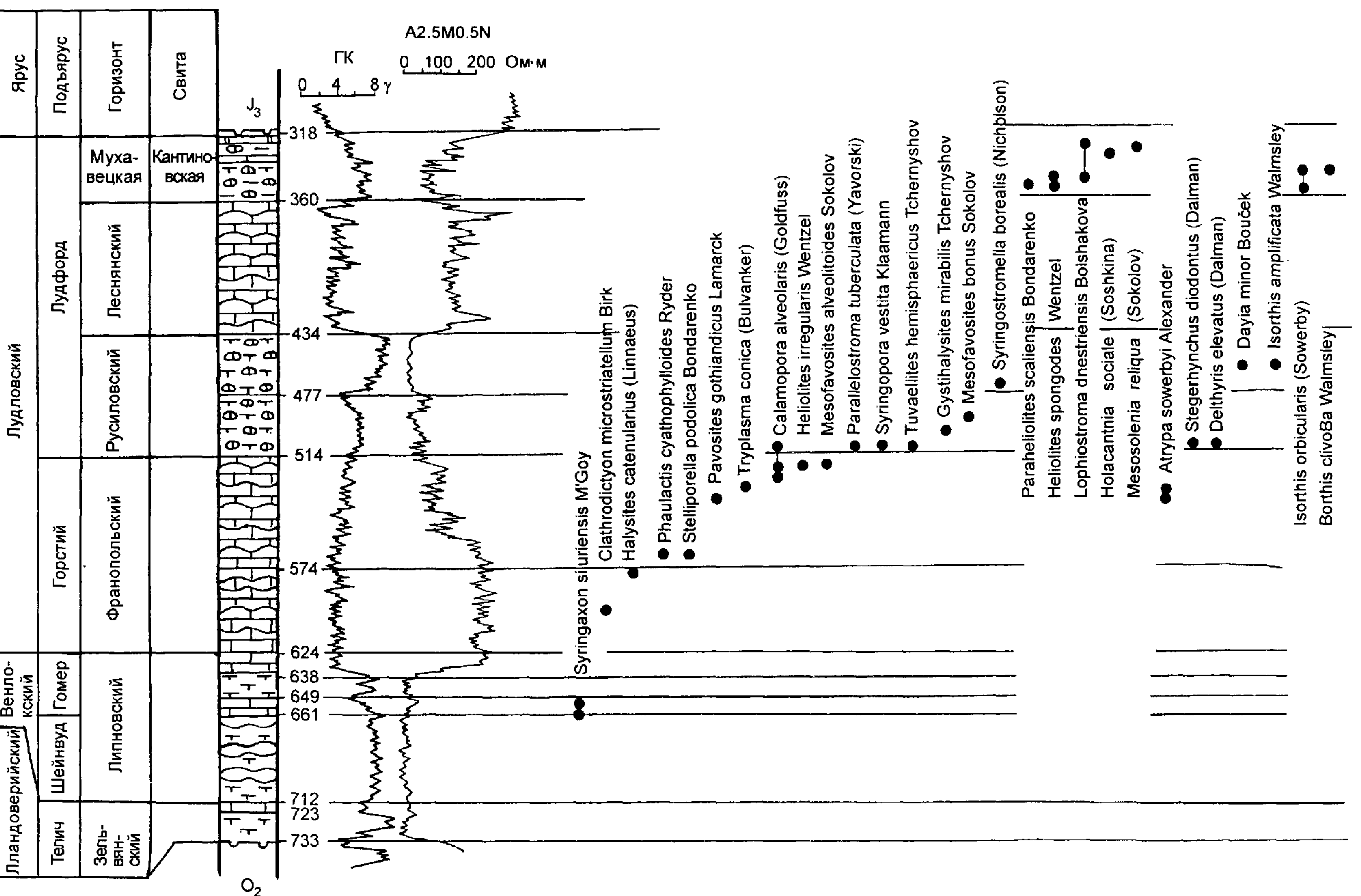


Рис. 5.17. Разрез силурийских отложений в скв. Турна 5 и распространение стратиграфически важных видов макрофауны (определения В.И. Пушкина, Т.Л. Модзалевской, В.П. Грищенко).

Условные обозначения на рис. 5.8.

24. Зак. 5046

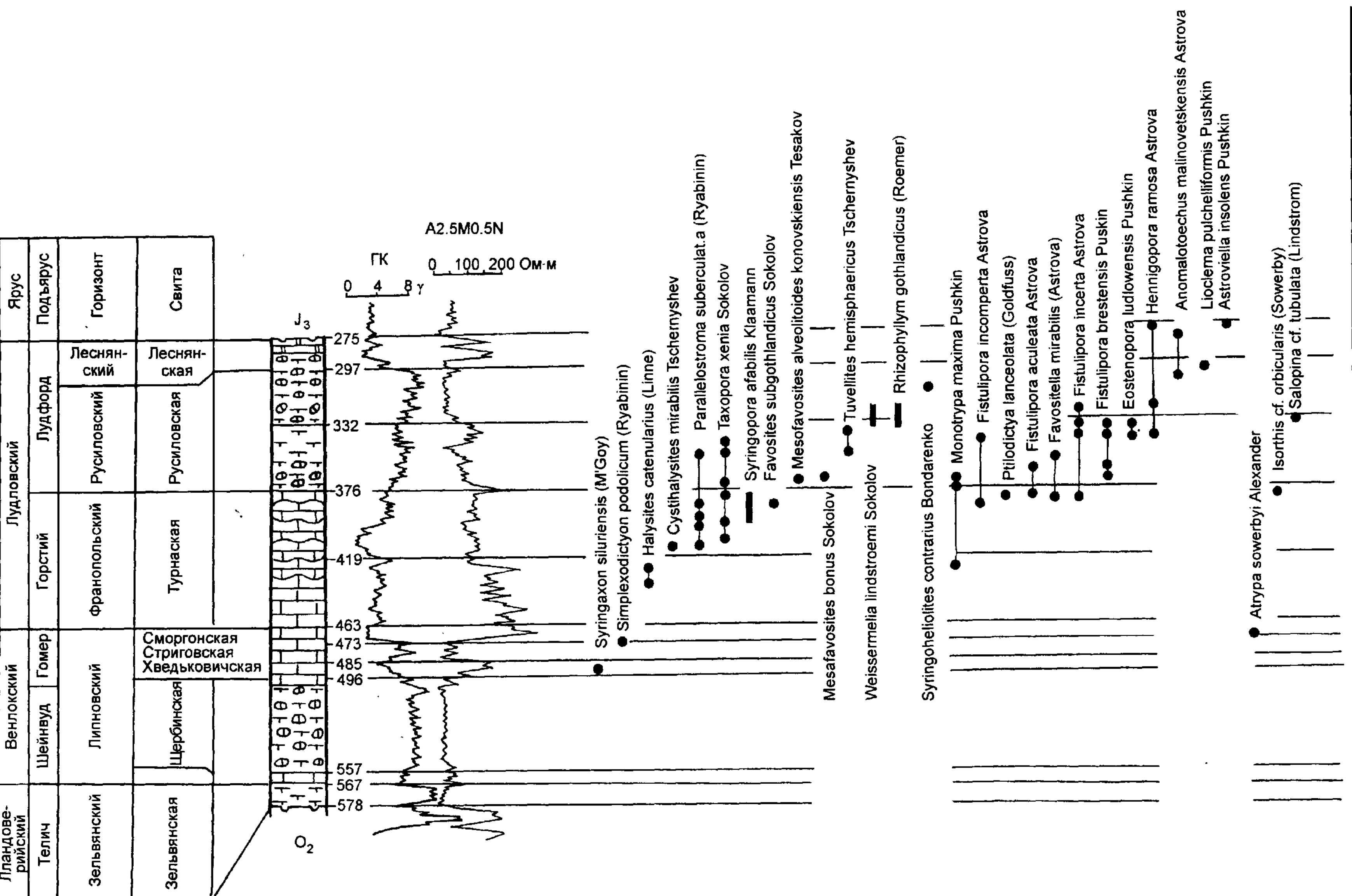


Рис. 5.18. Разрез силурийских отложений в скв. 3К (г.п. Жабинка) и распространение стратиграфически важных видов макрофауны (определения В.И. Пушкина, Т.Л. Модзалевской, В.П. Грищенко).

Условные обозначения на рис. 5.8.

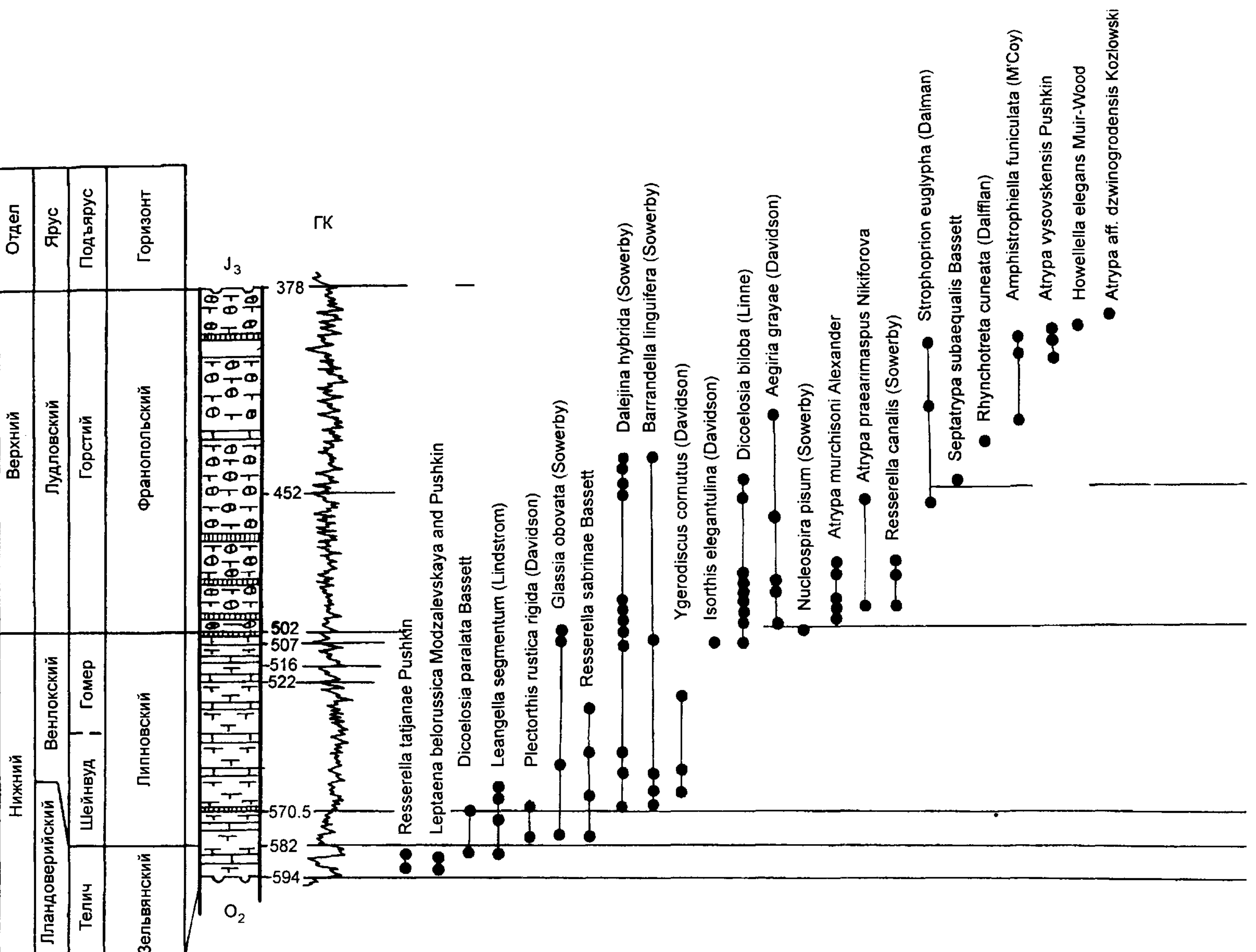


Рис. 5.19. Разрез силурийских отложений в скв. Скверики 1 и распространение стратиграфически важных видов макрофауны (определения В.И. Пушкина, Т.Л. Модзалевской, В.П. Грищенко).

Условные обозначения на рис. 5.8.

лучены достоверные доказательства точного проведения границы между подгоризонтами, данные отложения описываются как единое подразделение (липновский горизонт) совместно. Предположительно, граница между подгоризонтами устанавливается где-то в верхней половине щербинской пачки липновского горизонта (см. табл. 5.4).

Для белорусской части Подлясско-Брестской впадины **липновский горизонт** выделен В.И. Пушкиным с соавторами (Пушкин и др., 1981; Решения ..., 1983) и в полном объеме соответствует венлокскому ярусу. В нижней и средней частях горизонта остатки граптолитов относительно редки и граптолитовые зоны здесь не установлены. В верхней части его выделены две граптолитовые зоны венлокского яруса, характерные для территорий Прибалтики, Польши и Великобритании — *Gothograptus nassa* и *Monograptus ludensis* (Пашкевичюс, Пушкин, 1988).

Липновскому горизонту, как региональному стратону, в полном объеме соответствует **липновская свита** (Стратиграфический ..., 1991), в составе которой выделены (снизу вверх) щерешевская, щербинская, хведьковичская, стриговская и смольникская пачки (Пушкин, Ропот, 1989; Экостратиграфия ..., 1991). Перечисленные пачки достаточно хорошо прослеживаются с помощью промысловой геофизики в пределах изучаемой территории. Стратотипом липновского горизонта предлагается считать разрез скв. Высокое 1 в интервале 738—809 м (см. рис. 5.15).

Площадь распространения отложений липновской свиты совпадает с таковой зельвянской свиты. Свита наиболее полно охарактеризована керном в скважинах Высокое 1, Ратайчицы 12, Новоселки 29, Дубовое 31, Турна 5, Жабинка 3, Лесовчицы 25, Дешевичи 27, Страдечь 17, Скверики 1, Малые Красники 1.

Нижняя граница свиты в керне устанавливается по появлению в разрезе довольно мощных (20—30 см) прослоев известняков щерешевской пачки, отсутствующих в составе зельвянской свиты. На каротажных диаграммах этому рубежу соответствует заметное уменьшение значений ГК (в стратотипическом разрезе от 16 до 10 γ). Верхняя граница также достаточно четкая и устанавливается по незначительному увеличению значений ГК. Мощность отложений свиты хорошо выдержана по площади и колеблется от 57—59 м (скважины Малые Красники 1, Страдечь 17) до 94 м (скв. Жабинка 3). В большинстве разрезов мощность составляет 65—80 м.

Свита представлена хорошо выдержанной по площади толщей зеленовато- и темно-серых мергелей, с прослоями и линзами глинистых известняков. Иногда мергели имеют грязно-зеленый (табачный) оттенок, в них нередки ярко-зеленые пятна и полосы — результаты жизнедеятельности илоедов. Контакты мергелей и известняков обычно нерезкие. На западе территории известняки образуют довольно выдержанные прослои (5—40 см), при движении в восточном направлении в разрезе все чаще появляются комки и линзы известняков. В среднем соотношение известняков и мергелей колеблется от 3 : 7 до 2 : 8. Известняки серые и светло-серые, в разной степени глинистые, иногда содержат мелкий органогенный детрит. По всему разрезу встречаются маломощные прослои (1—5 см) темно-бурых аргиллитов с остатками граптолитов.

В составе свиты установлено 5 пачек (Пушкин, Ропот, 1989; Экостратиграфия ..., 1991) (см. табл. 5.4). Литологически они различаются между собой, в основном, различной степенью карбонатности. Так, нижняя — **щерешевская пачка** отличается от подстилающей зельвянской свиты повышенной карбонатностью пород, что связывается, в первую очередь, со значительным увеличением в породах количества органогенного детрита (особенно детрита трилобитов).

Вышележащая **щербинская пачка** представляет собой самую мощную и самую глинистую часть свиты. **Хведьковичская** и **смольникская пачки** характеризуются повышенной карбонатностью, тогда как разделяющая их **стриговская пачка** существенно более глинистая. Из всех пяти пачек наиболее карбонатной является **смольникская**, венчающая разрез свиты. Она представлена на большей части территории толщей массивных или комковатых известняков. Остальная толща сложена, главным образом, мергелями с прослоями и линзами глинистых известняков. Соотношение мергелей и известняков варьирует в разном соотношении как по разрезу (в итоге установлены пять пачек), так и по простиранию. В этой связи следует иметь в виду, что верхней половине липновской свиты (вторая половина гомера) соответствовала стадия максимальной трансгрессии силурийского бассейна (Экостратиграфия ..., 1991).

Из органических остатков в зоне лагун (скв. Малые Красники 1, нижняя часть разреза) установлены только акритархи, причем их комплекс богаче, чем таковой в зельвянской свите; в их составе доминируют *Multisphaeridium cladum (Down.), Baltisphaeridium listeri Kirjan., B. granulatispinosum (Down.), Deunffia bifurcata Down., Domasia elongata Down.*

На мелководье (скв. Жабинка 3 и верхи разреза скв. Малые Красники 1) наиболее широким распространением пользовались кораллы и брахиоподы. В составе фауны кораллов чаще всего встречаются небольшие конусовидные ругозы *Syringaxon siluriensis (McCoy)*, широко представленные и в более глубоководных зонах, реже отмечаются *Halysites catenularius (Lam.), Taxopora xenia Sok., Thecia minor Roem., Cosmiolitus ornatus (Lind.), Heliolites barrandei Pen., Simplexodictyon podolicum (Riab.), Phaulactis cyatho-*

phylloides Ryd. и др. Среди брахиопод наиболее многочисленны *Eoplectodonta duvalii (Dav.), Atrypa lapworthi Alex., Resserella canalis (Sow.), Dalejina hybrida (Sow.)* и др. Комплекс брахиопод во многом схож с таковым из относительно мелководных отложений Уэльса (известняк Матч-Венлок), Эстонии (Силур Эстонии, 1970), Подолии (Цегельнюк и др., 1983).

В разрезе скв. Малые Красники 1 (хведковичская, стриговская и смольникская пачки) А.З. Бразаускасом выявлен богатый комплекс конодонтов, свидетельствующий о венлокском возрасте пород и указывающий на относительно мелководные условия осадконакопления, близкие к таковым пород папреняйской и бирштонской свит восточной Литвы (Экостратиграфия ..., 1991). Выявленный комплекс относится к конодонтовому сообществу *Panderodus gracilis*.

В зоне открытого мелкого шельфа (скважины Турна 5, Дешевичи 27, Лесовчицы 25, Ратайчицы 12, Кустинская 1оп) бентос был более богатым и разнообразным. Среди брахиопод доминировали *Glassia obovata (Sow.), Leangella segmentum (Lind.), Antirhynchonella linguifera (Sow.), Resserella sabrinae Bass.* и др. В экологическом отношении данная часть бассейна может рассматриваться, по аналогии с территорией Литвы, как зона обитания сообщества *Glassia obovata* (Мустейкис, $1989_{1,2}$, 1991). По П. Мустейкису, это сообщество обитало в открытой шельфовой и переходной (т. е. относительно глубоководной) зонах моря. Кораллы здесь немногочисленны; достаточно часто встречается лишь вид *Syringaxon siluriensis (McCoy)*.

В зоне открытого глубокого шельфа (т. н. "депрессионная" зона) (скважины Высокое 1, Дубовое 26 и 31, Орля 28, Новоселки 29), в основном, встречены остатки граптолитов, среди которых преобладают *Gothograptus nassa Holm, Monograptus ludensis (Murch.), Pristiograptus jaegeri Holl., Rich. et Warr., P. virbalensis Pashk.*, P. ludlovensis (Bouč.). Приведенный комплекс позволяет относить вмещающие отложения к граптолитовым зонам *Gothograptus nassa* и *Monograptus ludensis* (верхи гомера).

Папреняйский горизонт. В северо-западной структурно-фациальной зоне нижняя часть венлока отнесена к яанискому горизонту (Решения ..., 1987). Данные отложения, рассматриваемые как **яченская свита**, представлены достаточно однородной толщей неясно комковатых светло- и голубовато-серых доломитов и доломитизированных известняков с прослоями доломитовых мергелей. К низам разреза доломитизация постепенно уменьшается и интенсивно проявляется лишь в отдельных прослоях. Породы переполнены следами ползания илоедов и темными пиритизированными (иногда светлыми каолинитизированными) пленками и разводами. Достаточно многочисленные органические остатки обнаружены только на смежной территории Литвы в разрезе скв. Твярячюс 336. Здесь в верхней половине толщи встречены сильно перекристаллизованные и выщелоченные остатки брахиопод, криноидей, мшанок, табулят, ругоз и строматопорат.

Верхний отдел

Верхний отдел распространен только в Подлясско-Брестской впадине и представлен отложениями лудловского и пржидольского (даунтонского) ярусов. Площадь распространения верхнесилурийских отложений несколько уступает таковой нижнего силура (Пушкин, 1978_3). Мощность колеблется в широких пределах, достигая максимума (470 м — скв. Ратайчицы 12) на западе территории. В восточном направлении мощность постепенно уменьшается (в основном, за счет размыва верхних горизонтов) до полного выклинивания отложений. Залегают породы верхнего силура повсеместно на нижнесилурийских образованиях, перекрываются породами нижнего девона, перми или юры.

Лудловский ярус

Отложения лудлова представлены наиболее мощной и фациально сильно дифференцированной толщей в пределах всей последовательности силура, вследствие чего стратиграфическая схема этой части разреза является наиболее сложной (см. табл. 5.4). Лудлов, по предложению британских стратиграфов, изучивших его в стратотипической области (Уэльс, Англия), подразделен на два подъяруса: горстий (Gorstian) и лудфорд (Ludfordian) (Holland et al., 1963). В пределах белорусской части Подлясско-Брестской впадины граница между подъярусами совмещена с границей между франопольским (зона *Pristiograptus tauragensis*) и русиловским (зона *Monograptus balticus*) горизонтами (см. табл. 5.4).

Франопольский горизонт — региональное стратиграфическое подразделение (Пушкин и др., 1981; Решения ..., 1983). Нижняя граница горизонта совмещена с границей между граптолитовыми зонами *Monograptus ludensis* и *Neodiversograptus nilssoni*, точно зафиксированной в скв. Высокое 1 (Пашкевичюс, Пушкин, 1988). Верхняя граница в граптолитовой последовательности примерно совпадает с границей зон *Pristiograptus tauragensis — Monograptus balticus*. В западных разрезах установлена следующая последовательность граптолитовых зон (снизу вверх): *Neodiversograptus nilssoni — Lobograptus progenitor — L. scanicus — Pristiograptus tauragensis* (Пашкевичюс, Пушкин, 1988). Стратотипом горизонта предлагается считать разрез скв. Высокое 1 в интервале 574—738 м, в котором послойно изучена фауна граптолитов и установлены все перечисленные зоны.

Франопольскому горизонту, как региональному стратону, в полном объеме соответствуют франопольс-

кая (западная часть территории) и турнаская (восточная ее часть) свиты, подразделенные, в свою очередь, на пачки. **Франопольская свита** распространена в западной части исследуемой территории; ее восточная граница простирается несколько западнее линии, соединяющей скважины Лесовчицы 25 и Щербин 11. Наиболее полно охарактеризована керном в разрезах скважин Высокое 1, Ратайчицы 12, Дубовое 31, Кустинская 1оп, Борщово 10, Скверики 1.

Нижняя граница свиты устанавливается в кровле смольникской пачки липновской свиты. На каротажных диаграммах этому уровню соответствует отчетливое возрастание значений ГК и уменьшение показателей КС (см. рис. 5.15, 5.16). Верхняя граница в керне выражена нерезко. На каротажных диаграммах она устанавливается по незначительному увеличению значений ГК и синхронному уменьшению показателей КС, что соответствует некоторому повышению глинистости разреза вышележащей русиловской свиты. Мощность свиты выдержана по площади и колеблется от 127—129 м (скважины Брест 9, Скверики 1) до 154—156 м (скважины Борщово 10, Кустинская 1оп). В большинстве разрезов она составляет 140—150 м.

Свита представлена толщей переслаивания мергелей с относительно немногочисленными прослоями (в верхней части — линзами и комками) глинистых известняков, количество и мощность которых постепенно увеличиваются в восточном направлении. Соотношение мергелей и известняков в западных разрезах составляет 8 : 2 или 7 : 3, а у восточной границы распространения свиты (20—25 км к востоку от скв. Высокое 1) эти разности уже находятся примерно в равном соотношении. Мощность прослоев известняков 5—20 см (редко до 40), мергельных прослоев — 10—70 см. Мергели зеленовато- и голубовато-серые (до грязно-зеленых), массивные или неясно слоистые, с полураковистым или землистым изломом. Контакты мергелей и известняков постепенные, нерезкие. Известняки серые и светло-серые, однородные, в разной степени глинистые, иногда содержат органогенный детрит. В восточной полосе распространения наряду с прослоями нередки линзы и комки известняков, количество которых увеличивается вверх по разрезу. В мергелях отмечаются тонкие (1—5 см) прослои буровато-серых аргиллитов с граптолитами и редкие прослои метабентонитов такой же мощности. Остатки фауны относительно немногочисленны, представлены, в основном, граптолитами, реже встречаются брахиоподы, отпечатки раковин цефалопод, гастропод и пелеципод, членики криноидей и панцири трилобитов.

В составе свиты выделены (снизу вверх) гузнинская и тришинская пачки (Пушкин, Ропот, 1989). **Гузнинская пачка** представлена толщей мергелей с прослоями глинистых известняков. На крайнем юго-западе (Прибугская структура) ее разрез сложен слоистыми темноцветными мергелями с пропластками аргиллитов и маломощными прослоями темно-серых глинистых известняков. Граница между гузнинской и тришинской пачками устанавливается в основании мощного (2—5 м) прослоя известняка, хорошо прослеживаемого во всех западных разрезах. **Тришинская пачка** в целом отличается от гузнинской большей карбонатностью и развитием беспорядочно распространенных комков и линз известняка, отсутствующих в подстилающих отложениях.

Фауна франопольской свиты богата и разнообразна. Широко распространены и очень разнообразны брахиоподы, по которым вмещающие отложения обособлены в слои с *Atrypa lonsdalei* (Модзалевская, Пашкевичюс, Пушкин, 1988). Руководящий комплекс брахиопод составляют: *Atrypa lonsdalei Alex.*, *A. murchisoni Alex.*, *Glassia obovata (Sow.)*, *Aegiria grayi (Dav.)*, *Resserella canalis (Sow.)*, *Dicoelosia biloba (Linn.)*, *Dalejina hybrida (Sow.)*, *Cyrtia exporrecta (Wahl.)*, *Isorthis amplificata Walm.*, *I. clivosa Walm.* Мшанки представлены как обрастающими, так и ветвистыми колониями: *Hennigopora flexuosa Astr.*, *H. ramosa Astr.*, *Fistulipora incerta Astr.*, *F. orbiculata Astr.*, *F. brestensis Pushk.*, *F. hennigi Pushk.*, *Eridotrypella angusta Pushk.* В составе кишечнополостных наибольшим числом экземпляров представлены цепочечные кораллы *Cystihalysites mirabilis Tchern.* В самых глубоководных фациях встречен богатый комплекс граптолитов, в составе которых И.Ю. Пашкевичюс и В.И. Пушкин (1988) определили: *Neodiversograptus nilssoni (Lapw.)*, *Lobograptus scanicus (Tullb.)*, *L. scanicus parascanicus (Kuhne)*, *L. progenitor Urb.*, *L. expectatus Urb.*, Pristiograptus ludlowensis (Bouč.), *P. vicinus Pern.*, *P. tauragensis Pashk.*, P. fragmentalis Bouč., *Bohemograptus bohemicus bohemicus (Barr.)*, B. bohemicus tenuis Bouč., *Saetograptus chimaera (Barr.)*.

Турнаская свита распространена в восточной половине Подлясско-Брестской впадины. Наиболее полно охарактеризована керном в разрезах скважин Турна 5, Жабинка 3, Щербин 11, Дешевичи 27, Лесовчицы 25.

Нижней границе свиты на каротажных диаграммах отвечает некоторое повышение значений ГК. Верхняя граница выражена более отчетливо, ей соответствует заметное уменьшение данных КС (см. рис. 5.17, 5.18). Мощность колеблется от 80 (скв. Турна 5) до 132 м (скв. Щербин 11).

Свита представлена толщей массивных или неясно комковатых (в верхней части комковатых) известняков с немногочисленными прослоями и пропластками мергелей. Известняки серые и светло-серые, часто органогенно-обломочные (в основном криноидные или коралловые). В нижней части свиты (**боярская пачка**) преобладают криноидные разности. Органогенный дет-

рит и целые остатки организмов составляют в среднем 30—70 % всей массы породы. В составе детрита резко преобладают остатки иглокожих (40—80 %), реже встречаются обломки раковин брахиопод, трилобитов, остракод, кораллов, мшанок. В неясно комковатых и комковатых разностях пространства между комками известняка заполнены зеленовато-серым мергельным веществом. В верхней части свиты (**озятская пачка**), наряду с вышеописанными неясно комковатыми известняками, развиваются комплексы известняков с резко выраженной комковатой текстурой, переходящие иногда в толщи переслаивания серых комковатых известняков и зеленовато-серых мергелей. Комковатость пород постепенно уменьшается в западном направлении. Верхняя часть свиты характеризуется обилием разнообразных (иногда очень крупных) колоний кораллов и строматопорат, которые, возможно, образовывали органогенные постройки типа биогермов.

Фауна турнаской свиты богата и разнообразна. Преобладают кишечнополостные: табуляты, строматопораты, ругозы, гелиолитиды. Среди табулят наиболее обильны *Halysites catenularius (Lam.)*, *Cystihalysites mirabilis Tchern.*, *Subalveolites panderi Sok.*, *Calamopora alveolaris (Goldf.)*, *Favosites gothlandicus (Lam.)*, *Syringopora affabilis Klaam.*, *Barrandeolites bowerbanki (Milne-Edw. et Haime)*. В составе строматопорат повсеместно распространены *Parallelostroma tuberculata (Riab.)* (самые крупные колонии достигают 10—15 см в высоту), *P. dnestriensis (Riab.)*, *Stromatopora lamellosa Yav.*, *Clathrodictyon microstriatellum Birk.*, *C. convictum Yav.*

В состав лудфордского подъяруса включены русиловский и леснянский горизонты, соответствующие граптолитовым зонам *Monograptus balticus* и *Monograptus formosus*.

Русиловский горизонт выделен В.И. Пушкиным с соавторами (Пушкин и др., 1981; Решения ..., 1983). Нижняя граница горизонта примерно совпадает с основанием зоны *Monograptus balticus*, хотя ранее условно проводилась на несколько метров ниже (Пашкевичюс, Пушкин, 1988). Верхняя совмещена с границей между граптолитовыми зонами *Monograptus balticus* и *Monograptus formosus*. Стратотипом горизонта предлагается считать разрез скв. Высокое 1 в интервале 503—574 м, в котором послойно изучена фауна граптолитов. Русиловскому горизонту, как региональному стратону, в полном объеме соответствует **русиловская свита** (Стратиграфический ..., 1991). В восточной части территории свита подразделена на **дымницкую** и **ракитницкую** пачки, граница между которыми хорошо фиксируется на каротажных диаграммах.

Граница распространения русиловского горизонта практически совпадает с таковой подстилающего франопольского. Русиловский горизонт наиболее полно охарактеризован керном в разрезах скважин Жабинка 3, Турна 5, Дешевичи 27, Лесовчицы 25, Ратайчицы 12, Скверики 1, Высокое 1, Высоковские 012, 021 и 027, Новоселки 1. Нижняя граница свиты в керне невыразительна (проходит в однородной толще комковатых известняков и мергелей), но на каротажных диаграммах фиксируется достаточно отчетливо. Верхняя граница более резкая и четко устанавливается в основании более карбонатной леснянской свиты (см. рис. 5.15—5.19). Мощность колеблется от 30 до 95 м.

Свита представлена однородной толщей комковатых известняков и мергелей. Лишь в некоторых восточных разрезах в середине свиты развит комплекс (5—7 м) известняков, близких по облику к неясно комковатым известнякам франопольской свиты. По кровле этого комплекса проводится граница между дымницкой и ракитницкой пачками. Здесь наиболее резко выражена комковатость пород. Во вмещающей массе зеленовато-серого мергеля беспорядочно распространены бесформенные комки и желваки серого известняка. Контакты известняковых желваков и комков с мергелями очень резкие. Известняки содержат значительное количество (50—70 %) органогенного детрита и целых скелетов организмов хорошей сохранности (особенно кораллов, брахиопод, криноидей) и могут рассматриваться как криноидно-кораллово-брахиоподовые грейнстоуны и пакстоуны. Соотношение известняков и мергелей колеблется от 7 : 3 до 8 : 2. К западу постепенно уменьшается распознаваемость комков известняков, сокращаются их размеры и количество, уменьшается масса органогенного детрита; так, в разрезе скв. Ратайчицы 12 соотношение известняков и мергелей уже оценивается как равное. В наиболее глубоководной части бассейна (Прибугская структура, скв. Высокое 1) это уже толща неясно комковатых известняков и мергелей с прослойками (1—5 см) темно-бурых мергелей с граптолитами. Соотношение известняков и мергелей здесь колеблется от 3 : 7 до 6 : 4.

Фауна свиты исключительно богата и разнообразна. Наиболее широко распространены кишечнополостные, особенно табуляты, в составе которых преобладают *Cystihalysites mirabilis Tchern.*, *Favosites gothlandicus (Lam.)*, *Barrandeolites bowerbanki (Milne-Edw. et Haime)*, *Mesofavosites alveolitoides konovskiensis Tes.*, *M. bonus Sok.*, *Squameofavosites incredibilis Chekh.*, *Calamopora alveolaris (Goldf.)*, *Tuvellites hemisphaericus Tchern.*, *Syringopora affabilis Klaam.*, *Parastriatopora mirabilis Tchern.*, *Taxopora xenia Sok.* Вместе с ними встречены строматопораты *Parallelostroma tuberculata (Riab.)*, *Clathrodictyon zlichovzyense Riab.* и ругозы *Phaulactis cyathophylloides Ryder*, *Triplasma loveni (Milne-Edw. et Haime)*, *Entelophyllum articulatum (Wahl.)*, *Weissermelia lindstroemi Smith et Tremb.* Особенно многочисленны обломки ветвистых колоний последнего вида, слагающего прослои мощностью до 20—30 см.

Мшанки, как и кишечнополостные, обильны и разнообразны. Бесспорным доминантом является вид *Hennigopora flexuosa Astr.*, разнообразны представители рода *Fistulipora*: *F. brestensis Pushk.*, *F. hennigi Pushk.*, *F. incerta Astr.*, *F. aculeata Astr.*, *F. orbiculata Astr.* Анализ распространения брахиопод позволил выделить в составе свиты (снизу вверх) слои с *Glassia rotundata* и *Eomartiniopsis ludlowiensis* (Модзалевская, Пашкевичюс, Пушкин, 1988). В русиловское время здесь обитало брахиоподовое сообщество *Dayia navicula* — *Aegiria grayi*, доминантами сообщества являлись: *Dayia navicula (Sow.)*, *Aegiria grayi (Dav.)*, *Glassia rotundata Rybn.*, *G. obovata (Sow.)*, *Eomartiniopsis ludlowiensis Rybn.*, *Striispirifer plicatellus (Linn.)*, *Sphaerirhynchia wilsoni (Sow.)*, *Isorthis clivosa Walm.* В более глубоководных фациях встречены, главным образом, граптолиты, среди которых наиболее широко представлены *Monograptus balticus Teller*, Pristiograptus fecundus Přib., *Bohemograptus praecornutus Urb.*

Леснянский горизонт как региональное стратиграфическое подразделение выделен (леснянские слои) Т.И. Моисеевой (1973, 1974, 1975) и в несколько измененном объеме включен в стратиграфическую схему силурийских отложений Беларуси (Пушкин и др., 1981; Решения ..., 1983). Позднее (Пушкин, Ропот, 1989) в составе горизонта были установлены две свиты — леснянская и дешевичская. Стратотипом горизонта предлагается считать разрез скв. Ратайчицы 12 в интервале 579—631 м.

Леснянская свита распространена в западной части территории; ее восточная граница проходит несколько восточнее скважин Лесовчицы 25 и Турна 5 и к западу от скв. Скверики 1. Наиболее полно охарактеризована керном в разрезах скважин Ратайчицы 12, Высокое 1, Морозовичи 16, Дубовое 31, Новоселки 1.

Нижняя граница свиты четкая, устанавливается в керне по смене комковатых известняков и мергелей русиловской свиты толщей переслаивания прослоев известняков и мергелей. На каротажных диаграммах этот уровень четко фиксируется резким уменьшением значений ГК и синхронным возрастанием значений КС. Это один из наиболее четких, хорошо распознаваемых стратиграфических уровней в силуре белорусской части Подлясско-Брестской впадины (граница IV и V литологических пачек) (Зиновенко, Верниковский, 1970). Верхняя граница в керне выражена нерезко. Мощность колеблется от 22 до 82 м.

Свита представлена чередованием прослоев (или комплексов) массивных и неясно комковатых известняков с прослоями мергелей или комплексами комковатых известняков и мергелей. От подстилающей русиловской свиты породы в целом отличаются большей карбонатностью (соотношение известняков и мергелей примерно 7 : 3) и менее резко выраженной комковатостью. Содержание органогенного детрита относительно невелико (10—50 % от общей массы породы). В составе детрита присутствуют (примерно в равном соотношении) остатки кишечнополостных, брахиопод, трилобитов и криноидей.

Фауна менее многочисленна и разнообразна, чем в подстилающей русиловской свите. Наиболее хорошо изучены остракоды, в составе которых преобладают: *Borussulus squamosus Gail.*, *B. reticulifer Mart.*, *Scaldionella personata (Krause)*, *Cytherellina magna (Neck.)*, *Thlipsura panda Gail.*, *Kuressaaria circulata (Neck.)*. В зеленовато-серых неясно комковатых мергелях на крайнем западе территории встречены остатки граптолитов, среди которых определены: Monograptus formosus Bouč., Pristiograptus fecundus Přib., P. fragmentalis Bouč., *Ludensograptus latilobus Tseg.*, *Linograptus posthumus Richter.*

Дешевичская свита распространена в восточной части площади распространения леснянского горизонта. Основная информация о составе и фаунистических ассоциациях получена при изучении разрезов скважин Жабинка 3, Турна 5 и Лесовчицы 25. Нижней и верхней границам свиты свойственны, в целом, характеристики, отмеченные при описании леснянской свиты, но эти рубежи на каротажных диаграммах выражены более рельефно. Мощность сопоставима с таковой леснянской свиты.

Свита представлена однообразной толщей массивных и неясно комковатых известняков с большим количеством колоний строматопорат и табулят. В составе детрита преобладают обломки раковин брахиопод и члеников криноидей, вследствие чего известняки могут быть названы брахиоподово-криноидными пакстоунами и грейнстоунами. Мергельные пропластки тонки и немногочисленны, по ним часто развиваются четко выраженные стилолитовые швы. В составе фауны заметно преобладают кишечнополостные, среди которых в разрезе скв. Жабинка 3 определены: *Rhizophyllum gothlandicus (Roem.)*, *Phaulactis cyathophylloides Rider*, *Parastriatopora mutabilis Tchern.*, *Mesofavosites alveolitoides konovskiensis Tes.*, *Thecia saaremica Klaam.* Обилие колоний кишечнополостных, особенно широкое распространение среди них *T. saaremica*, активно участвовавшего в образовании венлокских и лудловских биогермов в Эстонии и Подолии (Клааманн, 1986; Соколов, Тесаков, 1986; Гриценко и др., 1987), может указывать на развитие здесь органогенных построек такого же типа.

Кроме кишечнополостных хорошо изучены также остракоды (скв. Жабинка 3), в комплексе которых выявлены иные доминанты, чем в леснянской свите: *Primitiopsis ezerensis Gail.*, *Scaldionella personata (Krause)*, *Herrmannina isakovtsyensis Abush.* и др.

Пржидольский ярус

Отложения пржидольского яруса венчают разрез силурийских отложений. Они представлены однообразной глинисто-мергельной толщей, распространенной только в западной части территории (на востоке они срезаны эрозией). Отложения пржидолия (в отличие от лландовери, венлока и лудлова) не расчленены на подъярусы. В составе пржидолия выделены отложения мухавецкого и кустинского горизонтов (см. табл. 5.4).

Мухавецкий горизонт, как региональное стратиграфическое подразделение (мухавецкие слои), выделен Т.И. Моисеевой (1973, 1974, 1975) и в несколько измененном объеме включен в стратиграфическую схему силурийских отложений Беларуси (Пушкин и др., 1981; Решения ..., 1983). Несколько позднее (Пушкин, Ропот, 1989) в составе горизонта были установлены две свиты (снизу вверх): кантиновская и свитичская. Нижняя граница горизонта совмещена с границей граптолитовых зон *Monograptus formosus — Monoclimacis ultimus*. Верхняя граница проводится по существенному изменению комплексов брахиопод и остракод, совпадающему с резким изменением литологического состава отложений. Стратотипом горизонта предлагается считать разрез скв. Ратайчицы 12 в интервале 465—579 м.

Литологический состав **кантиновской свиты** более однообразен, чем таковой леснянской свиты. Свита распространена на западе территории, ее восточная граница располагается несколько западнее границы леснянской свиты. Наиболее полно охарактеризована керном в разрезах скважин Ратайчицы 12, Турна 5, Кустинская 1оп. Нижняя граница свиты отчетливая (особенно в восточной полосе распространения) и устанавливается в керне по смене известняков и мергелей леснянской свиты толщей мергелей с комками и линзами известняков, принадлежащей кантиновской свите. На каротажных диаграммах этому уровню соответствуют резкое повышение значений ГК и синхронное понижение показателей КС. Верхняя граница также четкая и проводится в подошве прослоя известняка (5—6 м), залегающего в основании перекрывающей свитичской свиты. На каротажных диаграммах ей отвечают обратные изменения кривых: значения ГК уменьшаются, а значения КС возрастают. Мощность 7—87 м.

Свита представлена толщей мягких зеленовато-серых мергелей и глин с многочисленными беспорядочно распространенными комками и желваками (1—5 см) серых известняков. При движении в западном направлении наблюдается постепенное уменьшение количества и размеров последних. В восточных разрезах процентный состав известняков возрастает. Так, в скв. Турна 5 верхняя часть разреза сложена переслаиванием прослоев (20—40 см) массивных, доломитизированных, кавернозных известняков с прослоями мергелей. Каверны развивались по многочисленной фауне кораллов, криноидей и брахиопод, переполняющей породы. Такие образования можно оценить как криноидно-коралловые грейнстоуны и, с большой вероятностью, предположить их биогермный генезис. Близкое строение имеют и более тонкие прослои известняка, развитые в данном разрезе в средней и нижней частях свиты.

Остатки фауны свиты богаты и разнообразны. Заметно преобладают кишечнополостные, представленные обычно небольшими (2—5 см) колониями: *Heliolites spongoides Went., Paraheliolites scaliensis Bond., Lophiostroma dnestriensis Bolsh., Tuvaellites hemisphaericus Tchern., Mesosolenia reliqua (Sok.), Favosites gothlandicus (Lam.), Cystihalysites mirabilis Tchern., Holacantia sociale (Soshk.)*. Вместе с кишечнополостными обильны (более часты, чем в подстилающих отложениях) мшанки, представленные обычно ветвистыми и пластинчатыми колониями. Среди них наиболее многочисленны *Hennigopora flexuosa Astr., H. ramosa Astr., Fistulipora arctica Astr.* (руководящий для пржидолия вид) *F. perexiguoformis Astr., F. perexiqua Asrt., F. crustuliformis Astr., F. incomperta Astr., Eostenopora prodiga Pushk., Astroviella insolens Pushk., Ptilodictya lanceolata (Goldf.), Orthopora tonolowayensis Bassl., Podljassipora oaklei (Pushk.)*. Богатой ассоциацией представлены остракоды, в составе которых много впервые появившихся в разрезе форм: *Cytherellina magna (Neck.), Thlipsura cognata Abush. et Mois., Thlipsuritia umbonata Abush. et Mois., Borussulus reticulifer Mart., Neobeyrichia buchiana (Jones), N. saldusensis Gail., Amygdalella solida (Gail.)*. Брахиоподы также многообразны, особенно часты *Lepidoleptaena poulseni (Kelly), Atrypa sedgwicki Alex., A. dzwinogrodensis Kozl., Strophochonetes stonishkiensis Rybn., Isorthis canaliculata (Lind.), Atrypella phoca (Salt.), Homeospira baylei (Dav.)*.

Свитичская свита. Литологический состав свиты унаследован от образований подстилающей кантиновской свиты, хотя общая тенденция увеличения глинистости вверх по разрезу наблюдается отчетливо. Граница распространения отложений свиты еще более смещена в западном направлении. Нижняя граница свиты описана при характеристике кантиновской свиты. Верхняя граница совмещена с подошвой кустинской свиты и проводится по смене толщи мергелей и глин с комками и линзами известняков толщей мергелей и глин без известняков. Мощность 42—95 м.

Свита представлена однородной толщей зеленовато-серых мергелей и глин без комков и прослоев известняков (немногочисленные прослои 1—5 см и линзы известняков наблюдаются лишь в низах свиты). Комковатая текстура выражена значительно менее резко, чем в подстилающей кантиновской свите.

Органические остатки менее обильны и разнообразны, чем в подстилающих отложениях. Наиболее

многочисленны брахиоподы, среди которых особенно обильны *Dayia minor Bouč., D. bohemica Bouč., Isorthis canaliculata (Lind.)*, а также *Atrypa dzwinogrodensis (Kozl.), Dalejina brestensis Modz., Must. et Pushk., Delthyris elevatus (Dalm.), Mesodouvillina dzwinogrodensis (Kozl.), M. costatula (Barr.), Morinorhynchus wienjukowi (Kozl.), Protochonetes dniestriensis (Kozl.), Isorthis ovalis (Pashk.)*. Мшанки представлены следующими видами: *Lioclema exile (Pushk.), Astroviella insolens Pushk., A. silurica Pushk., Astroviellina mukhovetskensis Pushk., Fistulipora crustuliformis Astr., F. incomperta Astr., F. arctica Astr., Hennigopora flexuosa Astr.* Кроме этого, хорошо изучены остракоды, среди которых наиболее часто встречаются *Cytherellina magna (Neck.), Borussulus reticulifer Mart., Kuressaaria circulata (Neck.), K. angulata (Neck.), Thlipsura cognata Abush. et Mois.*

Кустинский горизонт как региональное стратиграфическое подразделение выделен Т.И. Моисеевой (1973, 1974, 1975) как кустинские слои и в полном объеме включен в стратиграфическую схему силурийских отложений Беларуси (Пушкин и др., 1981; Решения ..., 1983). Нижняя и верхняя границы горизонта определяются по смене руководящих комплексов брахиопод, остракод и мшанок. Нижняя граница горизонта совпадает с верхней границей мухавецкого горизонта, верхняя — с кровлей силура. Кустинскому горизонту, как региональному стратону, в полном объеме соответствует **кустинская свита**. Мощность до 68 м.

Свита представлена очень однообразной, сильно вторично доломитизированной толщей зеленовато- и голубовато-серых (часто блеклых) рыхлых мергелей и глин с маломощными прослойками известняков. Мергели и глины легко разрушающиеся, мелкооскольчатые, с многочисленными пиритизированными остатками растений и отпечатками раковин крупных гастропод.

Органические остатки относительно немногочисленны, изучены лишь акритархи, остракоды и брахиоподы. В составе акритарх в большом количестве встречены *Trachysphaeridium compactum Pisk., T. textiplicatum Pisk., Veryhachium europaeum Defl., V. geometricum Defl., Leiosphaeridia atrata (Naum.)* и др. В составе остракодовой фауны широко распространены *Scipionis assuetus Gail., Aechmina molengraaffi Botke, Dizygopleura minuta Mois., Healdianella mutica Abush., Hebellum afassulatum Mois.* Достаточно многочисленны также разрозненные скелетные остатки трилобитов, принадлежащие виду *Calymene tentaculata (Schloth.)*.

В пределах Волынской моноклинали (белорусская часть) силурийские отложения вскрыты только двумя скважинами Томашовка 4116 и Томашовка 11. Характеристике этих разрезов посвящены работы (Крандиевский, 1962; Цегельнюк, 1976; Пушкин, Кручек, 1978; Абушик и др., 1982). Обе скважины остановлены в отложениях верхнего силура (пржидолия). В настоящем разделе сообщаются только материалы изучения разреза скв. Томашовка 11 (Пушкин, Кручек, 1978; Абушик и др., 1982). Здесь разрез пржидолия представлен **томашовской свитой** — толщей переслаивания темно-серых оскольчатых аргиллитоподобных мергелей и аригиллитов с маломощными (0,5—3 см) прослоями известняков. Соотношение аргиллитов и известняков 9 : 1. Аргиллиты и мергели заключают многочисленные остатки бентосной фауны, количество которых закономерно уменьшается вниз по разрезу, по мере удаления от границы силур — девон, расположенной на рубеже 491,5 м (Абушик и др., 1982).

В томашовской свите изучены остатки брахиопод, мшанок, остракод, конодонтов и акритарх (Абушик и др., 1982). В биостратиграфическом отношении наибольший интерес представляют данные по брахиоподам, мшанкам и остракодам, позволяющие сделать заключение (по аналогии с хорошо изученным разрезом Подолии) (Никифорова и др., 1972) о позднепржидольском возрасте вмещающих пород. Среди брахиопод наиболее многочисленны *Dayia bohemica Bouč., D. minor Bouč., Mesodouvillina dzwinogrodensis (Kozl.), Protochonetes dniestriensis (Kozl.)* и др. Остракоды представлены четко распознаваемым комплексом, хорошо изученным в дзвиногородской свите Подолии.

ДЕВОНСКАЯ СИСТЕМА

Девонские отложения широко распространены в пределах Беларуси. Они приурочены к территории Оршанской впадины, к Припятскому прогибу, Латвийской и Жлобинской седловинам, восточным и северным склонам Белорусской антеклизы, в виде отдельных изолированных участков известны в Подлясско-Брестской впадине и на Волынской моноклинали (рис. 5.20). История изучения девонских отложений Беларуси рассмотрена в ряде работ (История ..., 1978; Кручек, 1988 и др.). Итоги стратиграфических исследований девонских отложений Беларуси в предвоенное время подведены в книге "Геология СССР. Том III. Белорусская ССР" (1947). В конце 40-ых — начале 50-ых годов в Беларуси было пробурено ряд глубоких скважин (Городокская, Оршанская, Минская, Костюковичская, Дриссенская и др.), изучение разрезов которых позволило существенно уточнить стратиграфию отложений девона северо-восточных и центральных районов республики (История ..., 1978). Они были изучены палеонтологическими (А.Н. Быстров, З.П. Воробьева, В.С. Заспелова, Г.И. Кедо, Е.М. Люткевич, Б.П. Марковский, Е.П. Поленова и др.) и литологическими (Е.П. Брунс, А.С. Махнач, Т.И. Осыко, Л.С. Петров, А.Я. Стефаненко и др.) методами, что позволило обосновать присутствие на территории Беларуси образований среднего и верхнего отделов девонской системы. В среднем отделе (живетский ярус) были

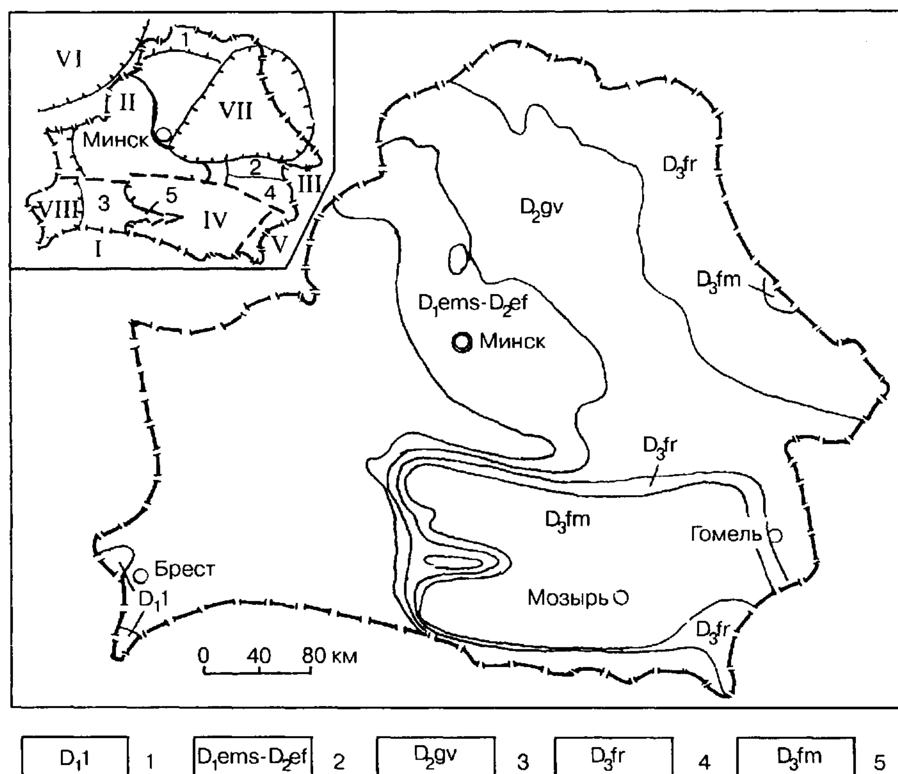


Рис. 5.20. Распространение девонских отложений на территории Беларуси.

1 — лохковский ярус, 2 — верхний эмс и эйфельский ярус нерасчлененные, 3 — живетский ярус, 4 — франский ярус, 5 — фаменский ярус.

На врезке главные тектонические структуры платформенного чехла в современном структурном плане: I — Украинский щит; антеклизы: II — Белорусская, III — Воронежская; прогибы: IV — Припятский, V — Днепровско-Донецкий; VI — Балтийская синеклиза; впадины: VII — Оршанская, VIII — Подлясско-Брестская; седловины: 1 — Латвийская, 2 — Жлобинская, 3 — Полесская, 4 — Северо-Припятское плечо; 5 — Микашевичско-Житковичский выступ.

выделены пярнуские, наровские, лужские и оредежские слои, в верхнем отделе (франский ярус) — подснетогорские, снетогорские, псковско-чудовские и свинордско-бурегские слои (Воробьева, 1950; Стефаненко, Махнач, 1952; Марковский, 1953; Кедо, 1955; Петров, 1956). Они нашли также отражение в Унифицированной схеме стратиграфии девонских отложений Русской платформы и западного склона Урала 1951 г. (Решения ..., 1951; Девон Русской платформы, 1953). В результате полученных данных отпала необходимость в выделении песчаникового и известнякового ярусов, предлагаемых для территории Беларуси в работе "Геология СССР ..., 1947". Во-первых, было установлено, что пестроцветная песчаниковая толща (разрезы Полесья и Минска) имеет не девонский, а древнепалеозойский возраст (Махнач, 1951, 1954). Во-вторых, карбонатная толща центральных и северо-восточных районов республики оказалась разновозрастной: доломиты района Минска были отнесены к среднему девону, доломиты северо-востока — к верхнему (Стефаненко, Махнач, 1952). При этом выяснилось, что и доломиты Сарьянки, Витебска и Орши также соответствуют различным частям франского яруса (Воробьева, 1950). В связи с указанными данными потеряла смысл идея Е.В. Оппокова (1916, 1926) о Полесском девонском вале (Махнач, 1958).

В 50-ые годы началось активное изучение девонских отложений Припятского прогиба. В это время здесь (в районах Старобина, Наровли, Ельска, Копаткевичей, Домановичей и др.) пробурен ряд скважин, вскрывших мощную толщу глинисто-терригенных, карбонатных и соленосных образований девона. Палеонтологическое (В.К. Голубцов, Г.И. Кедо, А.К. Крылова, А.Н. Крыштафович, А.И. Ляшенко, Д.В. Обручев, А.В. Фурсенко и др.) и литологическое (Е.П. Брунс, А.С. Махнач, Р.М. Пистрак, А.Я. Стефаненко, С.В. Тихомиров, В.Б. Цырлина и др.) их изучение позволило разработать стратиграфическую схему девона этого региона. Первая такая схема была предложена А.В. Фурсенко (1953, 1957), согласно которой здесь выделялись отложения среднего (живетский ярус) и верхнего (франский и фаменский ярусы) отделов, в составе которых были прослежены стратиграфические аналоги (слои) основных стратиграфических подразделений Главного и Центрального девонских полей. В становление этой схемы большой вклад внесли и работы других исследователей (Стефаненко, Махнач, 1953, 1955; Брунс, 1955; Махнач и др., 1955, 1957; Тихомиров, Пистрак, 1955; Кедо 1957; Голубцов и др., 1959; Голубцов, Махнач, 1961; Цырлина, 1963). При разработке стратиграфической схемы девона Припятского прогиба принципиально важным был вопрос возраста вскрытых здесь соленосных отложений. Некоторые исследователи (Тихонович, 1951; Новик, 1952, 1954) придерживались принятого в первые послевоенные годы мнения об их среднедевонском возрасте, что вело к неправильным стратиграфическим и палеогеографическим построениям. Палеонтологические же исследования, в первую очередь А.В. Фурсенко (Фурсенко, 1953, 1957; Фурсенко, Ковхуто, 1955), а так-

же Г.И. Кедо (1957) и других ученых позволили установить франский и фаменский возраст соленосных отложений и создать научно обоснованную стратиграфическую схему всего девонского разреза Припятского прогиба. Новые стратиграфические схемы девона центральных и северо-восточных районов республики, а также Припятского прогиба вошли в корреляционную часть Унифицированной стратиграфической схемы девона Русской платформы 1962 г. (Решения ..., 1965) (табл. 5.5), которая стала составной частью нового издания "Геология СССР. Т. III. Белорусская ССР" (1971). Согласно данной схеме на территории Беларуси выделялись средний (живетский ярус) и верхний (франский и фаменский ярусы) отделы, подразделяемые на горизонты, а для отдельных горизонтов — подгоризонты и свиты. По этой схеме была закартирована в масштабе 1 : 200 000 практически вся территория республики.

В 60—80-ых годах продолжалось интенсивное изучение девонских отложений республики, особенно Припятского прогиба, в связи с расширением сырьевой базы каменной и калийных солей, открытием промышленных залежей горючих сланцев (1963 г.) и нефти (1964 г.). С целью совершенствования существовавшей стратиграфической схемы исследовались различные ископаемые остатки (Кедо, 1966_2, 1977; Линник, 1969; Ляшенко, 1969; Цытленок, 1970; Некрята, 1973; Егорова, Ляшенко, 1974; Чижова, 1974; Авхимович, 1975; Голубцов, Кедо, Кручек и др., 1975, 1978; Кручек, 1975, 1979; Демиденко, 1977; Стратиграфические ..., 1978 и др.), вещественный состав (Махнач и др., 1963–1985; Цырлина, 1963; Курочка, 1968; Корзун, Махнач, 1977; Урьев, Анпилогов, 1977; Москвич, 1978 и др.) и литолого-геофизические особенности пород девона (Познякевич, 1964, 1974; Макаревич и др., 1968; Кожемякина, 1970 и др.). В это время на территории республики были установлены две девонские вулканогенные толщи (Махнач, Корзун, 1965), доказаны образования нижнего девона (Моисеева, Кручек, 1969; Пушкин, Кручек, 1978) и эйфельского яруса среднего девона (Обручев, 1972; Кручек, 1974_2), уточнено стратиграфическое положение некоторых частей разреза (Голубцов, Пелипенко, Резник, 1975). Комплексные детальные исследования девонских отложений в конце 70-ых — начале 80-ых годов позволили разработать (В.И. Авхимович, В.К. Голубцов, Э.К. Демиденко, Г.И. Кедо, С.А. Кручек, Н.С. Некрята, Т.Г. Обуховская, В.И. Пушкин) новую, значительно уточненную и наиболее детальную их стратиграфическую схему (Голубцов, Кедо, Кручек и др., 1981), которая была принята Межведомственным региональным стратиграфическим совещанием в г. Гомеле в 1981 г. в качестве региональной и утверждена Межведомственным стратиграфическим комитетом СССР в г. Ленинграде в 1982 г. в качестве унифицированной (Решения ..., 1983) (см. табл. 5.5). Согласно этой схеме девонские отложения на территории Беларуси приурочены к четырем основным структурно-фациальным районам: юго-западному (Брестскому), юго-восточному (Припятскому), центральному (Минско-Жлобинскому) и северо-восточному (Оршанскому). Наиболее полный разрез девона (до 3—4 тыс. м), представленный отложениями эйфельского и живетского ярусов среднего и франского и фаменского ярусов верхнего девона, известен в Припятском районе. Разрез девона Оршанского района (до 400 м) сложен, в основном, образованиями эйфельского и живетского ярусов среднего и различной полноты франского, в отдельных местах (Мстиславль) и образованиями нижней части фаменского яруса верхнего девона. В Минско-Жлобинском районе развиты (до 200 м) преимущественно отложения эйфельского, в меньшей степени живетского ярусов среднего девона, а в Брестском районе — только образования (до 80 м) нижней части жединского яруса нижнего девона. Региональными стратиграфическими подразделениями в этой схеме являются горизонты и слои с географическими названиями. Последние в настоящее время соответствуют степени изученности девонских отложений Беларуси и отвечают целям крупномасштабного (1 : 100 000, 1 : 50 000, 1 : 25 000) геологического картирования и связанным с ним задачам поисков полезных ископаемых в узких стратиграфических интервалах и на больших глубинах.

В последующее время уточненная стратиграфическая схема девона Беларуси 1981 г. (Решения ..., 1983) вошла в качестве корреляционной в Унифицированную стратиграфическую схему девонских отложений Русской платформы 1988 г. (Решение ..., 1990_1). Данный вариант схемы (табл. 5.6) был уже использован В.К. Голубцовым при написании монографии "Геология и нефтегазоносность Запада Восточно-Европейской платформы" (1997). В настоящей работе также используется стратиграфическая схема девона 1988 г. (Решение ..., 1990_1).

Основные сведения о составе и строении девонских отложений Беларуси получены при изучении многочисленных (более 2000) скважин. Кроме того, в северной и северо-восточной частях республики известны обнажения доломитов верхнего девона: по Днепру и его притоку Оршице в районе г. Орша; по Западной Двине в районе г. Витебска; по Сарьянке (приток Западной Двины) у г. Верхнедвинска. Известны также крупные отторженцы девонских пород в четвертичных отложениях в районе городов Бобруйск, Славгород, Кричев и др.

Девон представлен отложениями всех трех отделов. Из них образования среднего девона пользуются наибольшим распространением. Залегают девонские отложения согласно на силурийских (Подлясско-Брестская впадина и Волынская моноклиналь), на остальной территории трансгрессивно на размытой поверхности

Таблица 5.5

Схема сопоставления региональных стратиграфических подразделений девонских отложений Беларуси (Кручек, 1988)

Унифицированная схема 1962 г.

Отдел	Ярус	Подъярус	Горизонт, слои
Нижний	Турнейский		Озерско–хованские
Верхний	Фаменский	Верхний	Данковский Лебедянский
		Нижний	Елецкий Задонский
	Франский	Верхний	Ливенский Евлановский
			Воронежский
			Бурегский
		Нижний	Семилукский
			Саргаевский
			Кыновский Пашийский
Средний	Живетский		Старооскольский
			Наровский
			Пярнуский
	Эйфельский		
Нижний			

Региональная схема 1981 г.

Отдел	Ярус	Подъярус	Горизонт	Слои
			Полесский	Боровские Ствижские Старобинские
Верхний	Фаменский	Верхний	Стрешинский	Любанские Осовецкие
			Оресский	Шатилковские Найдовские
			Лебедянский	Залесские Боричевские
		Нижний	Петриковский	
			Елецкий	Дроздовские Туровские
			Задонский	Вишанские Играевские Кузьмичевские
	Франский	Верхний	Домановичский	
			Ливенский	
			Евлановский	Анисимовские Кустовницкие
			Воронежский	Птичские Стреличевские
			Речицкий	
		Средний	Семилукский	Верховские Азерецкие Буйновичские Моисеевские
		Нижний	Саргаевский	Ведричские Сарьянские
			Ланский	Желонские Убортские
Средний	Живетский		Старооскольский	Морочские Столинские Горынские
	Эйфельский		Наровский	Костюковичские Городокские Освейские
			Пярнуский	
			Витебский	Лепельские Обольские
Нижний	Эмский Зигенский			
	Жединский		Чортковский	
			Борщовский	

Таблица 5.6

Основные стратиграфические подразделения и литологические комплексы нижнего и среднего девона Беларуси (Решения ..., 1983; Решение ..., 1990) с уточнениями и дополнениями С.А. Кручека

Отдел	Ярус	Надгоризонт, горизонт		Слои, свита		Литологическая толща Припятского прогиба
Средний	Живетский	Полоцкий (старооскольский)		Морочские		Подсолевая терригенная
				Столинские		
				Горынские		
	Эйфельский	Наровский	Костюковичский			
			Городокский			
			Освейский			
		Адровский (Пярнуский)				
?	Эмский	Витебский		Лепельские		
				Обольские		
				Древятские		
Нижний	Пражский					
	Лохковский	Чортковский		Кобринская серия	Орховская	Отложения отсутствуют
					Дубицкая	
		Борщовский			Домачевская	

пород нижнего палеозоя, верхнего протерозоя и кристаллического фундамента. Перекрываются они в Припятском прогибе преимущественно каменноугольными отложениями, в Подлясско-Брестской впадине — пермскими, на остальной территории — мезозойскими и кайнозойскими (в основном четвертичными) образованиями.

Девонские отложения характеризуются разнообразными по составу и генезису породами: морскими, лагунными (от опресненных до осолоненных), субконтинентальными и континентальными, вулканомагматическими и переходными разностями. Для них характерно отчетливо выраженное ритмичное строение разрезов: от элементарных ритмов до ритмопачек, слоев и горизонтов.

В общих чертах образования девона территории республики, особенно среднего отдела, имеют значительное сходство с одновозрастными отложениями сопредельных территорий Балтийской и Московской синеклиз, Днепровско-Донецкой впадины и Львовского прогиба. Они хорошо коррелируются, так как в их разрезе имеется несколько реперных уровней: костюковичский, старооскольский, семилукский, речицкий, ворочежский, задонский и елецкий горизонты. Эти маркирующие уровни составляют основу для расчленения и корреляции отложений. Следует отметить особенности девонского разреза Припятского прогиба, который характеризуется значительными фациальными замещениями пород, имеет многочисленные региональные, локальные и внутриформационные перерывы и разрывные нарушения, несет отпечатки активного проявления тектонических движений и галокинеза, следы вулканической деятельности. Здесь зафиксировано также влияние субмеридиональной зональности на распространение отложений девона. В частности, Малынско-Симо-

новичский разлом в позднем эмсе служил границей распространения образований витебского горизонта: к востоку от него они частично или полностью отсутствуют. В позднефранское время, наоборот, этот разлом служил барьером, западнее которого не обнаружены породы речицкого и воронежского горизонтов. Еще одной особенностью девонских отложений Припятского прогиба является их отсутствие за пределами Южно-Припятского краевого разлома. В то же время они широко представлены образованиями не только среднего, а и верхнего девона за пределами Северо-Припятского краевого разлома, где приурочены к Северо-Припятскому плечу (Городокско-Хатецкая ступень), Гомельской структурной перемычке и южным окраинам Жлобинской седловины. В зонах сочленения этих структур в последнее время палеонтологическими методами (Кручек, Обуховская, 1997, 1998) установлены три фазы (раннеречицкая, поздневоронежско-раннеевлановская и позднеевлановско-ливенская) позднефранского этапа вулканомагматической деятельности (проявление "трубок взрыва"). В целом мощность девонских отложений значительно изменяется: от 10 до 100 м в Подлясско-Брестской впадине и на Волынской моноклинали, до 450 м в Оршанской впадине и до 3500—4500 м в Припятском прогибе.

Нижний отдел

Нижнедевонские отложения широко распространены на территории Беларуси. Согласно (Решение ..., 1990_1), они развиты не только в юго-западной части страны (Подлясско-Брестская впадина и Волынская моноклиналь), где представлены образованиями нижней части лохковского (раньше жединского) яруса, но и в восточных районах (в основном, на территории Оршанской впадины, на Латвийской и Жлобинской седловинах, в меньшей степени в Припятском прогибе), где к нижнему девону (верхний эмс ?) отнесены породы витебского горизонта. Отложения верхнего лохкова, прагиена (ранее зигена) и нижнего эмса в пределах республики отсутствуют.

Лохковский ярус

К лохковскому ярусу относятся отложения борщовского и чортковского горизонтов (см. табл. 5.6), выделенные на территории Беларуси по палеонтологическим данным и сопоставлению со стратотипическими разрезами сопредельных районов (Волыно-Подолия) Украины (Моисеева, Кручек, 1969). Согласно Унифицированной схеме девонских отложений Русской платформы 1988 г. (Решение ..., 1990_1), они соответствуют нижнему лохкову. Общая мощность этих образований в Подлясско-Брестской впадине, выделяемых в качестве каменюкской свиты, составляет более 40 м, в то время как на Волынской моноклинали, где они подразделены на домачевскую, дубицкую и орховскую свиты (Пушкин, Кручек, 1978), объединенные в кобринскую серию, достигает 85 м (рис. 5.21).

Борщовский горизонт сложен толщей глинисто-карбонатных пород, согласно залегающих на образованиях кустинского горизонта пржидольского яруса верхнего силура. Нижняя его граница проводится по смене силурийских комплексов фауны (остракоды, брахиоподы, мшанки, конодонты) девонскими (Абушик и др., 1982).

Наиболее полный разрез горизонта (мощность 64 м) представлен на Волынской моноклинали, где ему соответствует домачевская и нижняя часть дубицкой свит (Пушкин, Кручек, 1978). **Домачевская свита** (мощность до 37 м) сложена переслаиванием зеленовато-серых мергелей и глин с маломощными прослоями глинистых известняков. В нижней части свиты присутствуют два прослоя (4—8 м) криноидно-мшанковых и криноидно-водорослевых известняков, образующих органогенные постройки (Махнач, Москвич, Кручек и др., 1984; Пушкин, 1996). Нижняя часть **дубицкой свиты** (мощность около 27 м) также состоит, в основном, из переслаивания зеленовато-серых мергелей и глин с подчиненными прослоями глинистых и биоморфных известняков. Наиболее мощный (около 5 м) прослой мшанково-водорослево-криноидных известняков присутствует в основании разреза. В отложениях указанных свит встречается многочисленная и разнообразная фауна: тентакулиты, брахиоподы, моллюски, мшанки, остракоды, конодонты, а также водоросли, акритархи и миоспоры.

В Подлясско-Брестской впадине лохковские отложения, соответствующие **каменюкской свите** (мощность от 10 до 41 м), встречены на нескольких отдельных сохранившихся от размыва участках. Они представлены толщей светло-серых, доломитизированных мшанково-криноидных, брахиоподово-криноидных и водорослевых известняков с немногочисленными и маломощными прослоями доломитовых мергелей и глин. Залегают эти породы на толще глин и мергелей кустинского горизонта силура, перекрываются пестроцветными глинами триаса или конгломератами перми. В отличие от Волынской моноклинали разрез Подлясско-Брестской впадины, сопоставляемый с домачевской свитой, сильно доломитизирован, что сказалось на сохранности содержащихся в породах остатках ископаемой фауны. Поэтому здесь изучены только остракоды и конодонты.

В целом выделение горизонта обосновывается характерными комплексами фауны (Абушик и др., 1982). В этих отложениях выявлены типично борщовские брахиоподы *Howellella laeviplicata (Kozl.), H. angustiplicata (Kozl.), H. latisinuata (Kozl.), Mesodouvillina subinterstrialis (Kozl.), M. dzwinogrodensis (Kozl.), Plectodonta mariae Kozl., Resserella eleganttuloides (Kozl.), Lanceomyonia borealiformis (Siem.), Isorthis ovalis Pask., Protochonetes proliferus (Kozl.)*; остракоды *Dizygopleura*

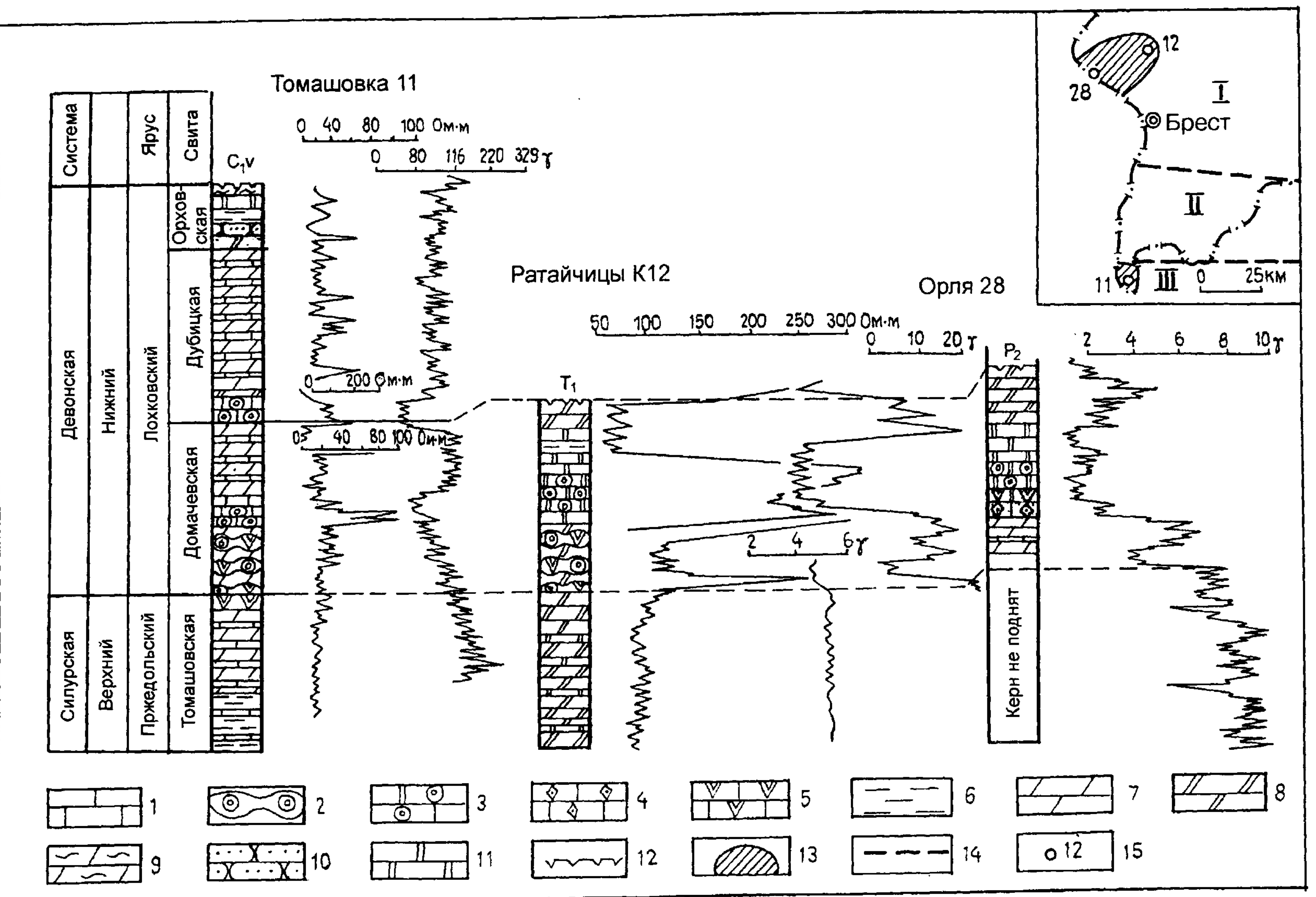


Рис. 5.21. Корреляция разрезов отложений нижнего девона Беларуси (Пушкин, Кручек, 1978).

1 — известняки массивные, 2 — известняки комковатые, 3 — известняки водорослевые, 4 — известняки криноидные, 5 — известняки мшанковые, 6 — глины, 7 — мергели, 8 — мергели доломитовые, 9 — мергели алевритовые и глины, 10 — песчаники, 11 — известняки доломитизированные, 12 — поверхности перерывов.

На врезке: 13 — площадь распространения нижнедевонских отложений, 14 — зоны разломов, 15 — буровые скважины и их номера. I — Подлясско-Брестская впадина, II — Луковско-Ратновский горст, III — Волынская моноклиналь.

oleskoiensis Neck., Volyniella silurica Krand. et Gur.; конодонты *Ligonodina silurica Brans. et Mehl, Lonchodina greilingi Wall., L. walliseri Ziegl., Neoprioniodus bicurvatus (Brans. et Mehl), Ozarkodina denckmanni Ziegl., Plectospathodus alternatus Wall., Spathognathodus remscheidensis Ziegl., Trichonodella excavata (Brans. et Mehl)*; кораллы (табуляты) *Pachyfavosites kozlowskii Sok.*; мшанки *Fistulacanta numerosa Pushk., Fistulipora borstshovensis Astr., Lioclema netshlavense Astr., L. petaloides (Astr.), Eridotrypa callosa Mor., Anisotrypa proavus Astr., A. callosa Pushk.* (Пушкин, 1996). Рыбные остатки представлены телодонтами *Turinia pagei (Powrie), T. polita Kar.-Tal., Nikolivia gutta Kar.-Tal., N. elongata Kar.-Tal.*; остеостраками *Cephalaspis sp.*; акантодами *Nostolepis striata Pand., N. gracilis Gross, Gomphonchus sandelensis (Pand.), Onchus sp.* зоны *Traguairaspis* (Каратаюте-Талимаа, 1978). Определены также акритархи (Пискун, 1983) и миоспоры (Обуховская, 1981).

Чортковский горизонт. Отложения установлены только на Волынской моноклинали, где представлены глинисто-мергельной толщей мощностью более 20 м. Залегают согласно на породах борщовского горизонта, перекрываются с крупным стратиграфическим несогласием образованиями визейского яруса нижнего карбона. Разрез сложен в нижней части (**верхи дубицкой свиты** мощностью 10,5 м) переслаиванием зеленовато-серых мергелей и глин с подчиненными прослоями органогенных известняков, в верхней части (**орховская свита** мощностью 9,7 м) в мергелях и глинах присутствует заметная примесь песчано-алевритового материала, а в кровле разреза появляются и маломощные прослои слюдистых песчаников и алевролитов. Из органических остатков установлены брахиоподы, остракоды, конодонты, рыбы, акритархи и миоспоры. Характерными для горизонта являются брахиоподы *Mutationella podolica Kozl., Mesodouvillina subinterstrialis (Kozl.), Howellella angustiplicata (Kozl.), H. zaleszczykiensis (Kozl.), Isorthis ovalis Pask., Lanceomyonia borealiformis (Siem.)*. Здесь присутствуют также мшанки *Fistulacanta numerosa Pushk., Leptotrypella ustiensis Astr., L. semiramosa Astr., Lioclema netshlavense Astr., Neotrematopora petaloides Astr., Eridotrypa sp.* и конодонты зоны *woschmidti*, включающей *Icriodus woschmidti Ziegl., Acodina plicata Carls. et Gandl., Drepanodus curvatus (Rhodes), Hindeodella priscilla Stauf., Ligonodina silurica Brans. et Mehl, Lonchodina cristagalli Ziegl., L. greilingi Wall., L. walliseri Ziegl., Neoprioniodus bicurvatus (Brans. et Mehl), Ozarkodina denckmanni Ziegl., Plectospathodus extensus Rhodes, Spathognathodus canadensis Wall., S. remscheidensis Ziegl., Trichonodella excavata Brans. et Mehl, T. symmetrica (Brans. et Mehl)*. Комплексы рыбных остатков такие же, как и в отложениях борщовского горизонта. Кроме того, получены дополнительные данные по акантодам, которые относятся к зоне *Nostolepis minima*, позволяющие сопоставлять вмещающие отложения с образованиями тильжеского горизонта лохковского яруса Прибалтики (Valiukevicius, 1994; Kruchek, Valiukevicius, Marss, 1996). Комплексы обнаруженных акритарх (Пискун, 1983) и миоспор (Обуховская, 1981) также подтверждают раннедевонский возраст образований горизонта.

Эмский ярус

На территории Беларуси эмский ярус представлен верхним подъярусом в объеме витебского горизонта. Принадлежность данной части разреза к эмсу определяется по сопоставлению с резекненским горизонтом Прибалтики и ряжским горизонтом центральных районов России, которые согласно Унифицированной схеме Русской платформы 1988 г. (Решение .... 1990), рассматриваются в составе верхнего эмса нижнего девона. Ранее образования названных стратонов относились к эйфельскому ярусу среднего девона. В связи с этим граница нижнего и среднего девона на территории республики должна проводиться по основанию залегающих выше отложений адровского горизонта в Беларуси (пярнуского в Прибалтике). Именно этот уровень, по мнению некоторых исследователей (Ржонсницкая, Куликова, 1991), соответствует подошве эйфельского яруса (основание конодонтовой зоны *Polygnathus partitus*) Западной Европы.

Витебский горизонт. Отложения горизонта широко развиты на территории Оршанской впадины, на Латвийской и Жлобинской седловинах, на восточных склонах Белорусской антеклизы, ограниченно в северных и северо-западных районах Припятского прогиба. Представлены толщей (мощность более 50 м) терригенно-карбонатных пород, залегающих трангрессивно, с большим стратиграфическим перерывом на породах нижнего палеозоя, верхнего протерозоя или кристаллического фундамента. Разрез горизонта отличается рядом особенностей: ярко-зеленой или голубовато-зеленой окраской глин, мергелей, глинистых доломитов; присутствием нескольких пластов водорослевых известняков, образованных строматолитами; значительным развитием оолитовых пород; четким ритмичным строением с выдержанными пачками и пластами; выпадением из разреза его нижних частей. В северо-западном, восточном и юго-восточном направлениях от центральных районов территории республики отложения горизонта фациально изменяются — постепенно опесчаниваются, мергельные и доломитовые прослои замещаются на глинистые и алевролитовые разности. Местами среди них встречаются прослойки керогенсодержащих глин (Ажгиревич, Кручек, 1984). В породах горизонта присутствуют, кроме водорослей и миоспор, остатки ихтиофауны, лингулиды и конхостраки, что позволяет коррелировать их с одновозрастными отложениями смежных

регионов — резекненским горизонтом в Прибалтике и ряжским в центральных районах России. По палеонтологическим и литологическим данным витебский горизонт подразделяется (снизу вверх) на древятские, обольские и лепельские слои (см. табл. 5.6). Один из характерных разрезов горизонта — разрез скв. Бердыж 1 (рис. 5.22).

Древятские слои (мощность до 14 м) имеют локальное распространение в пределах Латвийской седловины (Браславский р-н) и приурочены к основанию витебского горизонта. Их выделение является условным. Сложены, в основном, песчаниками разнозернистыми, с подчиненными прослоями гравелитов, алевролитов и глин. Выделяются две пачки: нижняя — преимущественно песчаная и верхняя — глинисто-алевролитовая. Встречаются остатки ихтиофауны и миоспоры. Рыбы представлены, в основном, акантодами зоны *Laliacanthus singularis*, характерными для витебского горизонта в целом (Valiukevicius et al., 1995). В комплексе миоспор этой части разреза наряду с миоспорами родов *Dilolisporites и Apiculiretusispora* постоянно встречаются *Retusotriletes cf. clandestinus Tschibr., Apiculiretusispora divulgata Tschibr., Leiotriletes pagius Allen., Grandispora longa (Archang.) var. antiqus Tschibr., Calyptosporites tener (Tschibr.) var. consinnus Tschibr., Archaeozonotriletes ignoratus (Naum.) Tschibr., Gneudnaspora divellomedium (Tschibr.) Balme*, описаны немногочисленные *Emphanisporites rotatus Mc Gregor, E. annulatus Mc Gregor, Hystricosporites aff. costatus Vigran.* Этот комплекс дает возможность сопоставлять его с ассоциацией миоспор, выделенной Г.Х. Вайтекунене из отложений нижней части резекненской свиты Литвы, а также с комплексом спор позднеэмской зоны *Retusotriletes clandestinus* (Архангельская, 1985), соответствующей основанию ряжского горизонта центральных районов России, и с такатинско-вязовскими отложениями восточных районов Восточно-Европейской платформы (Avkhimovitch et al., 1993). Не исключено, что образования древятских слоев являются фациальным аналогом обольских отложений.

Обольские слои (мощность до 23 м), залегающие на породах древятских слоев без видимого перерыва, распространены на территории Оршанской впадины, на Жлобинской и Латвийской седловинах. Однако в окраинных частях площади развития девона в пределах Беларуси они часто отсутствуют, в частности, на склонах Белорусской антеклизы и в Припятском прогибе. Сложены песчаниками и песками с подчиненными прослоями глин, мергелей и редких доломитов (до 5—10 см). Породы часто переслаиваются, образуя ритмы разного порядка, с песчаниками и песками в основании и маломощными прослоями глин и мергелей — в кровле ритмов. На плоскостях наслоения пород, обычно глин, встречаются раковины конхострак, а в песчаниках — обломки чешуи рыб. Последние представлены акантодами зоны *Laliacanthus singularis* (Valiukevicius et al., 1995), плакодермами и сопутствующими им группами рыб позднеэмской зоны *Skamolepis fragilis — Kartalaspis belorussica* (Решение ..., 1990_1; Mark-Kurik, 1996). Комплекс миоспор характеризуется присутствием видов *Diaphanospora impolita (Tschibr.) Archang., D. impolita (Tschibr.) var modestus Tschibr., Lanatisporites hispidus Archang., Gneudnaspora direllomedium (Tschibr.) Balme, Calyptosporites tener (Tschibr.) Obuch., C. tener (Tschibr.) var. consinnus Tschibr., Archaeozonotriletes ignoratus Tschibr., Stenozonotriletes incesus Allen, Grandispora parviconica (Kedo) Obuch., Retusotriletes actinomorphus Tschibr., Punctatisporites tortuosus (Tschibr.)* позднеэмско-раннеэйфельской палинозоны *Diaphanospora inassueta* (Avkhimovitch et al., 1993).

Лепельские слои (мощность до 26 м) завершают разрез витебского горизонта. Залегают согласно на породах обольских слоев. Сложены доломитами и доломитизированными известняками, часто оолитовыми, иногда водорослевыми, с прослоями мергелей и глин. Водорослевые известняки и доломиты образованы столбчатыми строматолитами. Выделяются четыре уровня развития биогермно-водорослевых известняков (мощность до 1,4 м), образующих органогенные постройки (Махнач, Москвич, Кручек и др., 1984). Они являются хорошими литолого-геофизическими реперами при сопоставлении разрезов. В отложениях лепельских слоев обнаружены остракоды *Cavellina (Invisibila) indicens (Zasp.), Healdianella cf. rubescens (Opik)*; конхостраки *Glyptoasmussia quadrata Mir., Pseudoestheria ex gr. pogrebovi Lutk., Asmussia membranacea (Pacht)*, брахиоподы *Lingula sp.*, а также многочисленные остатки ихтиофауны, включающей акантоды зоны *Laliacanthus singularis* (Valiukevicius et al., 1995), плакодермы и другие группы рыб зоны *Skamolepis fragilis — Kartalaspis belorussica* (Решение ..., 1990_1; Mark-Kurik, 1996). Комплекс миоспор тот же, что и в отложениях обольских слоев, что позволяет уверенно сопоставлять белорусские разрезы с ряжским горизонтом центральных районов России, содержащих ассоциацию миоспор палинозоны *Diaphanospora inassueta* (Avkhimovitch et al., 1993).

Средний отдел

Среднедевонские отложения широко развиты в Припятском прогибе и на Северо-Припятском плече, на территории Оршанской впадины и восточных склонах Белорусской антеклизы, на Жлобинской и Латвийской седловинах и составляют единую площадь распространения с Главным и Центральным девонскими полями, Балтийской синеклизой и Днепровско-Донецкой впадиной. Представлены прибрежно-морскими, лагунными и отчасти континентальными образованиями. Для них

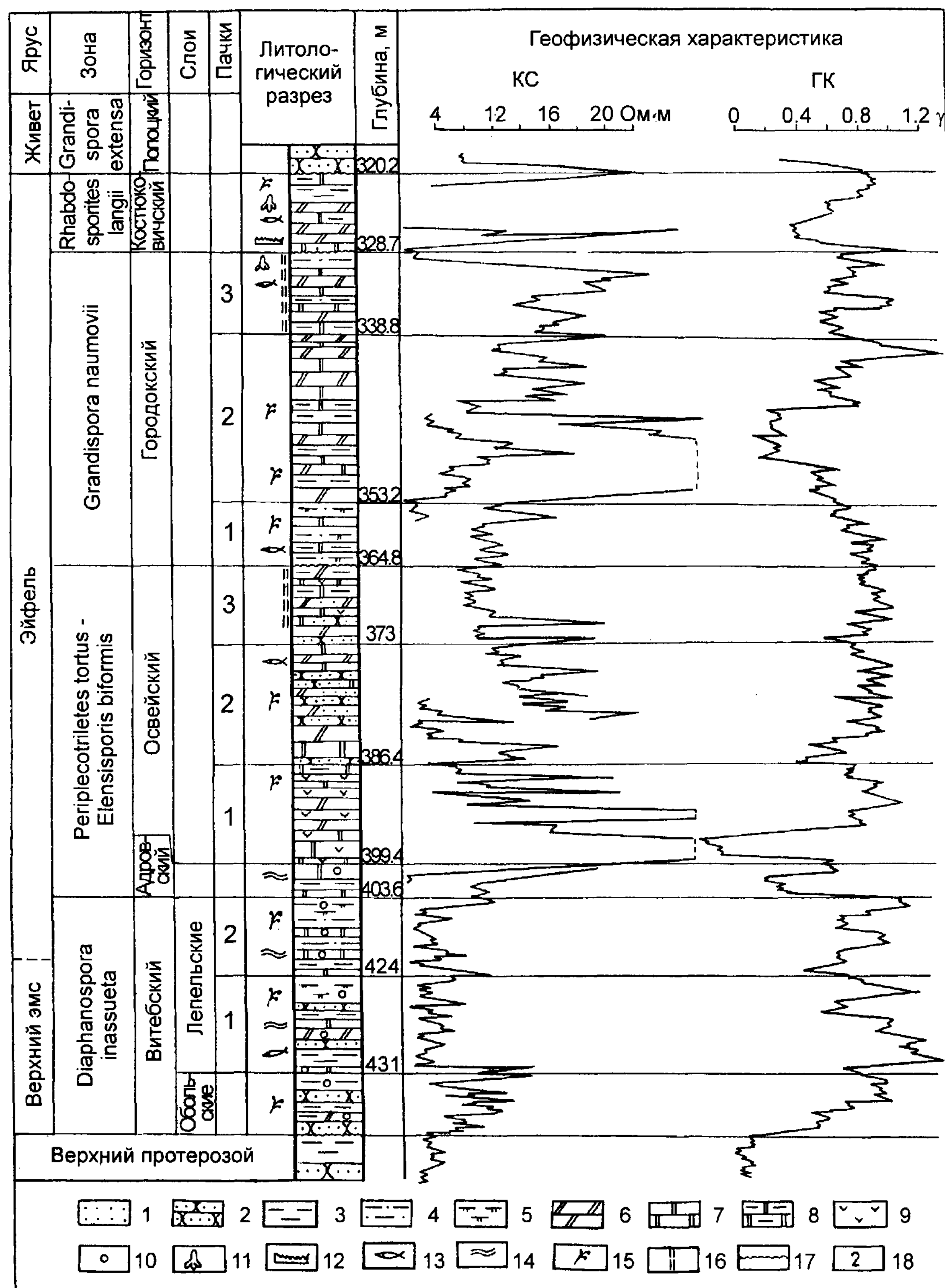


Рис. 5.22. Типовой разрер нижне (верхний эмс)—средне (эйфель) девонских отложений Жлобинской седловины (скв. Бердыж 1). Составили Т.Г. Обуховская, С.А. Кручек.

Типы пород: 1 — песок, 2 — песчаник, 3 — глина, 4 — глина песчано-алевритовая, 5 — глина доломитовая; 6 — мергель доломитовый, 7 — доломит, 8 — доломит глинистый, 9 — сульфаты (гипсы), 10 — оолиты известковистые. Биофациальные элементы: 11 — лингулы, 12 — конодонты, 13 — рыбы, 14 — строматолиты водорослей, 15 — растительные остатки (акритархи, миоспоры). Прочие знаки: 16 — пестроцветность, 17 — поверхности перерывов в осадконакоплении, 18 — порядковый номер пачки.

характерно ритмичное строение разреза, что позволяет выделять в их составе ритмы, пачки, толщи, а с учетом палеонтологических данных — слои и горизонты. Относятся к эйфельскому и живетскому ярусам. Граница между ярусами хорошо маркируется данными изучения миоспор (Обуховская, 1997) и ихтиофауны (Valiukevicius et al., 1995).

Максимальные мощности среднедевонских отложений составляют на территории Оршанской впадины до 350 м, в Припятском прогибе 250—300 м; минимальные (до нескольких метров) — на склонах Белорусской антеклизы, где эти образования испытали значительный размыв в последевонское время, а также подверглись ледниковой экзарации во время плейстоценовых оледенений.

Эйфельский ярус

На территории Беларуси он выделяется согласно Региональной схеме 1981 г. (Решения ..., 1983) в объеме палинозоны *Periplecotriletes tortus* с подзонами *Elenisporis biformis* (пярнуский горизонт и освейские слои наровского горизонта) и *Grandispora naumovii* (городокские слои) и палинозоны *Rhabdosporites langii* (костюковичские слои) наровского горизонта. В Унифицированной схеме Русской платформы 1988 г. (Решение ..., 1990_1) пярнуский горизонт получил местное название адровский, наровский горизонт возведен в ранг надгоризонта, а входящим в его состав освейским, городокским и костюковичским слоям придан ранг самостоятельных местных горизонтов. Что касается витебского горизонта (палинозона *Diaphanospora inassueta*), то как указывалось выше, он условно отнесен к верхнему эмсу. В связи с этим и нижняя граница эйфельского яруса проведена условно по подошве отложений адровского горизонта. Породы эйфельского яруса выдержаны на территории республики, но в разных тектонических структурах (на территории Оршанской впадины или в Припятском прогибе) имеются некоторые специфические особенности этих образований, которые рассматриваются при характеристике горизонтов (см. табл. 5.6, рис. 5.22).

Общая мощность отложений яруса изменяется от 10 м и менее на склонах Белорусской антеклизы, испытавших наибольший эрозионный размыв, до 100 м в пределах Оршанской впадины и Припятского прогиба.

Адровский горизонт. Отложениями горизонта начинается разрез эйфельского яруса. Наиболее полно он представлен на территории Оршанской впадины и на Латвийской седловине, где ему соответствует толща карбонатных пород мощностью от 6 до 10 м, согласно залегающих на мергелях и доломитах витебского горизонта. Иногда на их контакте наблюдается прослой песчаника разнозернистого, по подошве которого и проводится нижняя граница горизонта. При отсутствии песчаника эта граница фиксируется условно. В разрезе толщи можно выделить две пачки. Нижняя (мощность 4—6 м) состоит из доломитов белых, светло- и желтовато-серых, плотных, крепких, иногда пористых и мелкокавернозных, неслоистых или неясно слоистых, часто псевдооолитово-обломочных, местами строматолитоподобных, с прослоями гравийного доломита. В подошве пачки залегает песчаник кварцевый мелко- и среднезернистый, крепкий, с карбонатно-сульфатным цементом. В строении верхней пачки (мощность 2—3 м) также преобладают доломиты крипто- и микрозернистые, иногда псевдооолитовые, неоднородно глинистые, с битуминизированными буровато-коричневыми пленками и прослойками (доли миллиметров) черной глины, обогащенной битумом и органическим веществом. Местами повышенное содержание керогенсодержащих веществ придает породе сланцеподобный облик. В отложениях встречаются лингулы, остракоды, конхостраки, обломки рыб, сгустковые и пластовые образования сине-зеленых водорослей, миоспоры.

На Жлобинской седловине и восточных склонах Белорусской антеклизы горизонт также представлен, в основном, карбонатной пачкой мощностью 5—8 м. Она сложена доломитами и доломитизированными известняками, иногда водорослевыми (строматолиты), с прослоями доломитовых гравелитов, реже мергелей и песчаников с карбонатными оолитами. В них также присутствуют остракоды и миоспоры. В северном и южном направлениях от указанных площадей преимущественно карбонатного типа разреза адровского горизонта наблюдается постепенно фациальное замещение известняково-доломитовых пород мергельно-глинистыми и песчано-алевролитовыми.

В Припятском прогибе, главным образом в северной его части, адровский горизонт мощностью 2—6 м представлен ритмичным чередованием доломитов, мергелей и глин, повсеместно с базальным песчаником или гравелитом (до 0,3 м) в основании, залегающем местами на породах витебского горизонта, верхнего протерозоя или кристаллического фундамента. В Ельской депрессии и на Брагинско-Лоевской седловине аналоги адровского горизонта возможно представлены в виде пачки (мощность до 6 м) песчаников разнозернистых с прослоями алевролитов, глин, мергелей, реже доломитов и ангидритов, залегающей на породах кристаллического фундамента (Геология и нефтегазоносность ..., 1997).

В отложениях горизонта установлены остракоды *Cavellina (Invisibila) cf. indicens (Zasp.), Leperditia aff. geographica Hecker*; конхостраки *Glyptoasmussia quadrata Mir., Gl. aff. willweratica Nov., Trigonestheria ex gr. triangularis Mir., Ulugkemia sp., Pseudoestheria ex gr. crassa Lutk., Ps. pogrebovi Lutk.* Рыбные остатки пред-

ставлены акантодами, общими для отложений витебского и адровского горизонтов, зоны *Laliacanthus singularis* позднеэмсского (?) — раннеэйфельского возраста (Valiukevicius et al., 1995), а также представителями других групп ихтиофауны: плакодерм *Asterolepis estonica Gross* и *Byssacanthus sp.*, гроссоптеригий *Glyptolepis quadrata ? Eichw.*, гетерострак *Schizosteus sp.* и др. Возраст отложений горизонта установлен по миоспорам. Первоначально он выделен как комплекс Iа среднего девона (Кедо, 1966_2; Кедо, Обуховская, 1981) как в стратотипическом разрезе пярнуского горизонта на территории Эстонии (обнажение Тори), так и в многочисленных разрезах Беларуси и сопредельных районов России. В Региональной схеме 1981 г. (Решения ..., 1983) и Унифицированной схеме 1988 г. (Решение ..., 1990) горизонту соответствует нижняя часть подзоны *Elenisporis biformis* палинозоны *Periplecotriletes tortus* (Avkhimovitch et al., 1993).

В составе наровского горизонта (надгоризонта) выделены освейский, городокский и костюковичский подгоризонты (горизонты).

Освейский горизонт. Отложения горизонта известны на тех же площадях, что и адровские образования. Они сложены ритмичным чередованием доломитов, мергелей, глин и гипсов с прослоями песчаников, ангидритов, реже каменной соли. Сульфатные породы преобладают в нижней части разреза. Нижняя граница нечеткая и устанавливается по появлению прослоев сульфатов.

В типовых разрезах на территории Оршанской впадины, Жлобинской и Латвийской седловин освейские отложения представлены двумя пачками. Нижняя, карбонатно-сульфатная пачка (мощность 14—20 м) сложена ангидритами и гипсами с прослоями глин, мергелей, реже глинистых доломитов. Местами в ее подошве залегает прослой (10—20 см) палевого доломита. Верхняя, доломитово-мергельная пачка (мощность 20—25 м) представлена доломитовыми мергелями с прослоями глинистых доломитов, керогенсодержащих глин и песчаников. В отложениях пачки присутствуют миоспоры и редкие обломки рыб. В разрезах освейского горизонта восточных склонов Белорусской антеклизы сульфатная пачка замещается глинисто-карбонатной брекчией ("брекчия обрушения") (Голубцов и др., 1978). Здесь мощность отложений горизонта сокращается до 9 м.

В разрезе освейского горизонта Припятского прогиба наблюдаются фациальные различия отложений в разных участках региона. В Шатилковской депрессии и на Северо-Припятском плече они представлены толщей (мощность до 40 м) ритмично чередующихся прослоев доломитов, мергелей, песчаников, глин, гипсов и ангидритов, иногда каменной соли мощностью до 5—15 м. Последняя приурочена к Речицко-Шатилковской и Березинской ступеням и занимает площадь более 1,5 тыс. км^2. Это первый наиболее древний этап соленакопления на территории Припятского прогиба. Соленосный тип разреза освейского горизонта здесь выделен под названием "мармовичские слои" (Голубцов, 1974_2; Кислик и др., 1976; Девонские ..., 1982 и др.). На юго-западе прогиба (Туровская депрессия, Петриковский погребенный выступ) наблюдается также ритмичное чередование вышеуказанных пород, но без каменной соли, а прослои ангидрита имеют мощность до 30 см. В подошве освейских отложений здесь залегает песчаник (0,2 м). В этих разрезах установлены лингулы и миоспоры.

К северо-западу и юго-востоку от наиболее погруженной субмеридиональной зоны Припятского палеобассейна, где существовало галогенно-сульфатное осадконакопление, располагались участки (Старобинская депрессия, Брагинско-Лоевская седловина) с преимущественным накоплением глин, с прослоями мергелей, реже глинистых доломитов и прослойками гипса и ангидрита.

В крайних западных разрезах прогиба, в районах его сочленения с Полесской седловиной освейский горизонт представлен обычно пестроцветной песчано-глинистой толщей (мощность до 14,3 м) с подчиненными прослоями алевролитов, доломитов и гипсов. Характерна опесчаненность пород, местами в них отмечается брекчиевидная, перемятая текстура. Возраст устанавливается по миоспорам. Такого же типа разрезы освейского горизонта наблюдаются и в других западных районах вблизи их границы современного распространения на территории Беларуси (Геология и нефтегазоносность ..., 1997).

Из органических остатков в отложениях горизонта установлены беззамковые брахиоподы *Lingula bicarinata Kut., L. aff. subparalella Sand.* и конхостраки *Estheria sp.* Рыбные остатки представлены плакодермами *Asterolepis ? sp., Actinolepis sp.*; гроссоптеригиями *Glyptolepis sp.*; акантодами зоны *Cheiracanthoides estonicus* с видами *Cheiracanthus crassus Valiuk., C. brevicostatus Gross, C. longicostatus* Gross и др. (Valiukevicius et al., 1993). Из остатков флоры здесь обнаружены водоросли *Epiphiton ?, Trochiliscus sp.* и акритархи рода *Leiosphaeridia.* Возраст отложений устанавливается преимущественно по I комплексу миоспор подзоны *Elenisporis biformis* палинозоны *Periplecotriletes tortus* (Кедо, Обуховская, 1981; Avkhimovitch et al., 1993).

Городокский горизонт. Отложения городокского горизонта распространены на территории Беларуси в тех же районах, что и освейские. Представлены, в основном, доломитами и доломитовыми мергелями с прослоями глин, реже песчаников и алевролитов. Нижняя граница горизонта проводится по подошве доломитово-мергельной пачки пород с базальным песчаником (0,2—0,5 м) в основании.

26. Зак. 5046

Наиболее типичные разрезы горизонта (мощность до 50 м) известны на территории Оршанской впадины, на Жлобинской и Латвийской седловинах. Здесь разрез горизонта состоит из трех пачек: нижней — доломитово-мергельной, средней — доломитовой и верхней — глинисто-мергельной. Нижняя пачка (мощность до 10 м) сложена мергелем доломитовым с прослоями глин и доломитов, местами (скв. Чериков 1) с гнездами и прожилками гипса. В базальной части пачки наблюдается примесь песчано-алевритового материала. Возраст пачки определяется по миоспорам. Средняя пачка (мощность 18—26 м) представлена, в основном, доломитами с подчиненными прослоями мергелей и глин. Доломиты плотные, афонитового облика, участками пористые и кавернозные, местами трещиноватые с сульфидной минерализацией (скважины района Браслава). Глины часто обогащены керогенсодержащим веществом, придающим им сланцеподобный облик (Ажгиревич, Кручек, 1984). Из органических остатков встречаются раковины лингул, обломки рыб, акритархи и миоспоры. Верхняя пачка (мощность до 25 м) состоит преимущественно из мергелей доломитовых пестроцветных ("яшмовидных") с прослоями глин, реже песчаников и алевролитов. В кровле пачки встречаются прослои, обогащенные детритом створок лингул, скопления чешуи и зубов рыб, остракоды, редкие отпечатки раковин гастропод, оогонии харовых водорослей.

На восточных склонах Белорусской антеклизы, где местами образования городокского горизонта подверглись значительной ледниковой экзарации, эти отложения (мощность 17—40 м) представлены доломитовыми мергелями и глинами с прослоями глинистых доломитов и реже песчаников, с отпечатками створок лингул и миоспорами.

В северной части Припятского прогиба (Шатилковская депрессия) и в пределах Северо-Припятского плеча горизонт сложен доломитовыми мергелями с прослоями глинистых доломитов и глин, реже песчаников, с прослойками (до 5—10 см) ангидрита. Здесь сохранились лагунно-морские условия осадконакопления, унаследованные от освейского времени. В разрезе этого района местами хорошо выделяется сульфатно-мергельная пачка, вторая после освейской, залегающей ниже. Аналогичная картина наблюдается и на западе прогиба, где на стыке с Полесской седловиной нижняя часть городокского горизонта представлена преимущественно глинами, иногда пестроцветными, с прослойками, прожилками и гнездами гипса.

В центральной части прогиба (Копаткевичско-Мозырская депрессия) разрез городокского горизонта (мощность 12—31 м) сложен преимущественно глинистыми доломитами с прослоями доломитовых глин и мергелей, с прожилками и прослойками гипса.

В Старобинской депрессии горизонт (мощность 10—15 м) состоит из доломитов, доломитизированных известняков с прослоями мергелей и глин.

На Брагинско-Лоевской седловине отложения городокского горизонта, по-видимому, представлены толщей (мощность 35—42 м), сложенной доломитовыми глинами, глинистыми алевролитами и песчаниками с редкими прослоями доломитовых мергелей и доломитов. Фаунистические и растительные остатки здесь не обнаружены.

В целом отложения горизонта соответствуют акантодовой зоне *Ptychodictyon rimosum*, в которой наряду с зональным видом *Ptychodictyon rimosum Gross* присутствуют также *P. distinctum Valiuk.*, *Rhadinacanthus balticus Gross* (Valiukevicius et al., 1995). Из других групп ихтиофауны здесь установлены гетеростраки *Schizosteus striatus (Gross), Sch. cf. splendens (Eichw.), Pycnosteus sp., Psammosteidae)*; остеостраки *Cephalospididae ?*; плакодермы *Asterolepis estonica Gross, Byssacanthus dilatatus (Eichw.), Millerosteus orvikui (Gross), Actinolepis sp., Homostius ?, Ptyctodontida*; гроссоптеригии *Onychodus sp., Glyptolepis, Osteolepididae, Porolepis sp.*; дипнои *Dipterus sp.*; актиноптеригии *Orvikuina vardiaensis Gross, Cheirolepis sp.*; отолиты. Кроме того, в породах горизонта обнаружены единичные примитивные фораминиферы *Archaeosphaera sp., Irregularina sp.*; харовые известковые водоросли *Trochiliscus cf. bulbiformis Karp., Sycidium cf. panderi Karp., S. cf. volborthi Karp.*; акритархи рода *Leiosphaeridia* и миоспоры. Последние, играющие приоритетную роль в установлении возраста отложений горизонта, представлены комплексом видов подзоны *Grandispora naumovii* палинозоны *Periplecotriletes tortus* (Avkhimovitch et al., 1993).

Костюковичский горизонт представлен карбонатно-глинистыми отложениями, сформировавшимися в быстро трансгрессирующем морском бассейне с нормальной соленостью вод. Нижняя граница горизонта в большинстве случаев проводится по подошве базальной глинисто-алевритовой пачки или по прослою доломитизированного известняка с фауной.

Выделяется несколько типов разреза отложений костюковичского горизонта (Кручек, 1974_3; Обуховская, 1998). На территории Оршанской впадины и на Латвийской седловине развит глинисто-алевролитовый тип разреза (мощность около 30 м). Он имеет трехчленное строение. Нижняя — карбонатно-алевролитовая пачка (мощность 3—6 м) сложена доломитами и доломитизированными известняками с прослоями песчаников и алевролитов, с остатками ихтиофауны и лингулид. Залегает на породах городокского горизонта трансгрессивно, возможно, с небольшим размывом. Средняя — глинистая пачка (мощность 10—15 м) состоит из глин аргиллитовидных с лингулами и миоспорами. Верхняя — глинисто-алевролитовая пачка (мощность 8—12 м) сложена

глинами с прослоями алевролитов и редких глинистых доломитов с остатками чешуи и зубами рыб.

На Жлобинской седловине и склонах Белорусской антеклизы преобладает, в основном, карбонатно-глинистый тип разреза костюковичского горизонта (мощность до 30 м). Он представлен внизу карбонатной пачкой (мощность 1,5—3,0 м), сложенной доломитами и доломитизированными известняками с отпечатками ядер брахиопод и обломками рыб. Верхняя — глинистая пачка (мощность 20—40 м) состоит из глин коричневато-бурых ("шоколадных") оттенков, тонкоплитчатых, аргиллитоподобных. Глинисто-алевритовые отложения, залегающие на глинистой пачке на территории Оршанской впадины, здесь, видимо, отсутствуют вследствие размыва.

Глинисто-карбонатный тип разреза костюковичского горизонта (мощность до 16—23 м) развит в западной и северо-западной частях Припятского прогиба. Для него характерно ритмичное строение. Выделяются три крупных (до 5—10 м) ритма (пачки), с пластами доломитов (до 1,5—2,5 м), залегающими в основании каждой пачки. Основным типом пород являются голубовато-серые, коричневато-бурые, реже темно-серые глины, тонкодисперсные, тонкоплитчатые, аргиллитовидные, плотные, с алевритовыми и слюдистыми присыпками на горизонтальных плоскостях наслоения, с детритом створок лингул и остатками рыб. Эти аргиллитовидные "шоколадоподобные" глины являются весьма характерными для верхней части эйфельских отложений западных районов Восточно-Европейской платформы. Они прослеживаются здесь повсеместно. В толще глин наблюдаются прослои светло-серых, иногда пестроцветных алевролитов. Весьма характерны также прослои, пласты и пачки (до 1,5—2 м) доломитов и доломитизированных известняков, мелко- и крупнокристаллических, часто перекристаллизованных, иногда кавернозных с остатками брахиопод, пелеципод, криноидей, редких кораллов и многочисленных обломков рыб. Нижняя граница горизонта в этом типе разреза проводится по подошве перекристаллизованного доломита пористо-кавернозного, с гнездами сульфидов и остатками фауны, залегающего на выветрелой поверхности глинисто-мергелистых пород городокского горизонта.

В более восточных районах Припятского прогиба — Шатилковской и Копаткевичско-Мозырской депрессиях, костюковичские отложения (мощность до 8—23 м) представлены, в основном, тонкоплитчатыми глинами доломитовыми и алевритовыми, с редкими прослоями мергеля и доломита, а в нижней части — доломитами с остатками фауны.

В отложениях горизонта установлены брахиоподы *Emmanuella pseudopachirincha Tschern., E. sp., Atrypa sp., A. ex gr. reticularis Lin., Productella ex gr. subaculeata (Murch.), Lingula bicarinata Kut.*; конодонты *Polygnathus linguiformis Hinde, P. parawebbi Chatt., Icriodus nodosus (Huddle), I. symmetricus Brans. et Mehl* и др. Рыбные остатки представлены следующими формами акантодовой зоны: *Nostolepis kernavensis*: *N. kernavensis Valiuk., Cheiracanthus talimae Valiuk., Diplacanthus carinatus Gross, Minioracanthus laevis Valiuk., Markacanthus costulatus Valiuk.* Из других групп ихтиофауны присутствуют гетеростраки *Schizosteus sp.*, плакодермы *Asterolepis sp.*, актиноптеригии *Orvikuina vardiaensis Gross* (Valiukevicius et al., 1995). В отложениях широко представлены акритархи родов *Leiosphaeridia и Tasmanites (Eisenack)*, включающие виды: *Gorgonisphaeridium Staplin, Jonsonius et Pocock, Cymatiosphaera (Wetzel) Deflandre*, и миоспоры палинозоны *Rhabdosporites langii* (Кедо, 1966_2; Кедо, Обуховская, 1981; Обуховская, 1998; Avkhimovitch et al., 1993), по которым и устанавливается возраст горизонта.

Живетский ярус

На территории Беларуси он выделяется согласно Региональной схеме 1981 г. (Решения ..., 1983) и Унифицированной схеме Русской платформы 1988 г. (Решение ..., 1990) в объеме палинозоны *Geminospora extensa* и отвечает полоцкому (старооскольскому) горизонту.

Полоцкий (старооскольский) горизонт. Отложения горизонта, составляющие среднюю часть терригенной толщи девона Беларуси, развиты в тех же районах территории страны, что и образования эйфельского яруса. Однако площади их распространения, в основном, за счет последующих размывов несколько меньшие.

Отложения горизонта со стратиграфическим несогласием залегают на подстилающих породах эйфельского яруса. Вследствие этого нижняя граница горизонта, являющаяся одновременно и границей между эйфельским и живетским ярусами, четкая и проводится по подошве песчаной пачки, которая с размывом ложится на карбонатно-глинистые образования костюковичского горизонта. Палинологически этот важный уровень фиксируется сменой комплекса миоспор палинозоны *Rhabdosporites langii* миоспоровым комплексом палинозоны *Geminospora extensa* (Обуховская, 1997). Здесь же наблюдается и смена комплекса акантод биозоны *Nostolepis kernavensis* комплексом биозоны *Diplacanthus gravis* (Valiukevicius et al., 1995).

Отложения полоцкого горизонта на северо-востоке и центре Беларуси, как и на территории Припятского прогиба, имеют сходное строение и образуют единый крупный ритм осадконакопления, нижняя часть которого сложена, в основном, песчано-алевритовыми породами, а верхняя — глинистыми, с редкими прослоями доломитовых мергелей и доломитов. Внутри этого ритма наблюдается ритмичность более мелкого порядка. Отложения сформировались в морском опресненном,

реже несколько осолоненном бассейне, часто лагунного или озерного типа с впадающими в него дельтами и руслами рек. Как правило, выделяются три, иногда две или четыре литологические пачки. Каждая из них в северо-восточной части республики сложена в нижней части, в основном, песчаниками и алевролитами, в верхней — глинисто-алевролитовыми образованиями. В нижней пачке терригенные породы преобладают над глинистыми, в верхней, наоборот, глинистые над терригенными.

Эта закономерность в строении горизонта выражена менее отчетливо в Припятском прогибе. Здесь основные типы пород полоцкого горизонта, по данным А.С. Махнача и др. (Махнач, Шевченко, Курочка, 1966), характеризуются следующими литологическими особенностями.

Песчаники мелкозернистые и алевролиты крупнозернистые, олигомиктовые, приурочены, как правило, к нижней части горизонта, где они составляют 70—90 %, а в верхней части образуют редкие прослои небольшой мощности. Их окраска серая, светло-серая, зеленовато-серая, реже красноцветная, пестроцветная. Песчаники обычно алевритовые, а алевролиты мелкопесчаные. Для многих разностей песчаников и алевролитов характерно высокое содержание мусковита. Значительно реже встречается биотит, обычно хлоритизированный, и хлорит. Цемент в песчаниках и алевролитах глинистый и только в отдельных прослоях доломитовый, а иногда и ангидритовый.

Глины приурочены, в основном, к верхней части горизонта, где резко преобладают над другими типами пород. Окраска глин серая, зеленовато-серая, красноцветная и пестроцветная. Основная масса сложена тонкодисперсным и тонкочешуйчатым глинистым веществом типа гидрослюды. В глинах обычно хорошо выражена тонкая горизонтальная, косая и линзовидная слоистость. Некоторые разности глин доломитовые и доломитистые. Доломит пелитоморфный и микрозернистый. В различном количестве (от единичных зерен до 10—20 %) содержится обломочный алевритовый и мелкопесчаный материал, распределенный неравномерно и представленный кварцем, полевыми шпатами, слюдами. Некоторые разности глин сильно обогащены терригенным материалом и переходят в глинистые алевролиты.

Доломитовые мергели встречаются в разрезе горизонта редко и приурочены к верхней его части. От доломитовых глин отличаются более высоким содержанием доломита. Доломиты встречаются преимущественно в верхней части горизонта. Они имеют серую, светло-серую, зеленовато-серую, изредка красноцветную окраску, пелитоморфные и микрозернистые, неравномерно раскристаллизованные, часто глинистые, с различным содержанием терригенного материала.

В отложениях полоцкого горизонта содержатся сульфатные минералы, глауконит, аутигенный пирит, отмечены обломки рыб и другие органические остатки. Песчаники и алевролиты горизонта в Припятском прогибе обладают хорошими коллекторскими свойствами. Мощность отложений полоцкого горизонта составляет на северо-востоке 121—186 м (Костюковичи — 186, Полоцк — 151, Орша, Богушевск — 130—145, Городок — 121), уменьшается с востока на запад. В Припятском прогибе максимальная мощность горизонта наблюдается в северо-западной части до 185 м (д. Гаврильчицы), в центральных районах равна 100—120, в краевых зонах — менее 100 м.

По литологическому составу и палинологическим данным отложения горизонта подразделяются на горынские, столинские и морочские слои (Голубцов и др., 1981; Решения ..., 1983) (см. табл. 5.6; рис. 5.23).

Горынские слои (мощность 18—49 м) выделяются в объеме нижней литологической пачки, сложенной, в основном, песчаниками и песками с прослоями алевролитов и глин. Из органических остатков в них встречаются редкие обломки рыб. Обнаружены акантоды зоны *Diplacanthus gravis* (Valiukevicius et al.., 1995), а также представители других групп ихтиофауны: плакодермы *Asterolepis dellei Gross, A. cf. estonica Gross, Byssacanthus dilatatus (Eichw.)*; актиноптеригии *Orvikuina vardiaensis Gross, Cheirolepis sp.* и др. Миоспоры представлены VI комплексом среднего девона (верхняя часть подзоны *Cymbosporites magnificus — Hymenozonotriletes tichonovitschi*) (Кедо, 1966_2; Кедо, Обуховская, 1981; Avkhimovitch et al., 1993).

Столинские слои (мощность 14—78 м) соответствуют средней литологической пачке. Она представлена алевролитами и глинами с прослоями песчаников, иногда мергелей и доломитов. Глины составляют до 30—40 % разреза, слагая верхнюю часть ритмов. Местами в столинских слоях Туровской депрессии (скв. Столин 12к) встречаются прослои известняка доломитизированного с остатками иглокожих (криноидей), в Оршанской впадине обломки рыб акантодовой зоны *Devo-nonchus concinnus*. Здесь же присутствуют иногда прослои темноцветных плитчатых глин, обогащенных растительным детритом и образующих углистые прослойки мощностью 3—5 см. Возраст и границы слоев определяются по миоспорам, которые относятся к VII миоспоровому комплексу среднего девона (подзона *Vallati-sporites celeber — Cristatisporites ? violabilis*) (Кедо, 1966_2; Обуховская, 1981; Avkhimovitch et al., 1993).

Морочские слои (мощность 18—52 м) сложены песчаниками, алевролитами и глинами. Местами на западе и юго-западе Припятского прогиба в основании морочских слоев залегают прослои доломита и доломитизированного известняка с отпечатками створок брахиопод и пелеципод. В отложениях слоев установлены: брахиоподы *Lingula cf. subparalella Sand., Lingula sp.*;

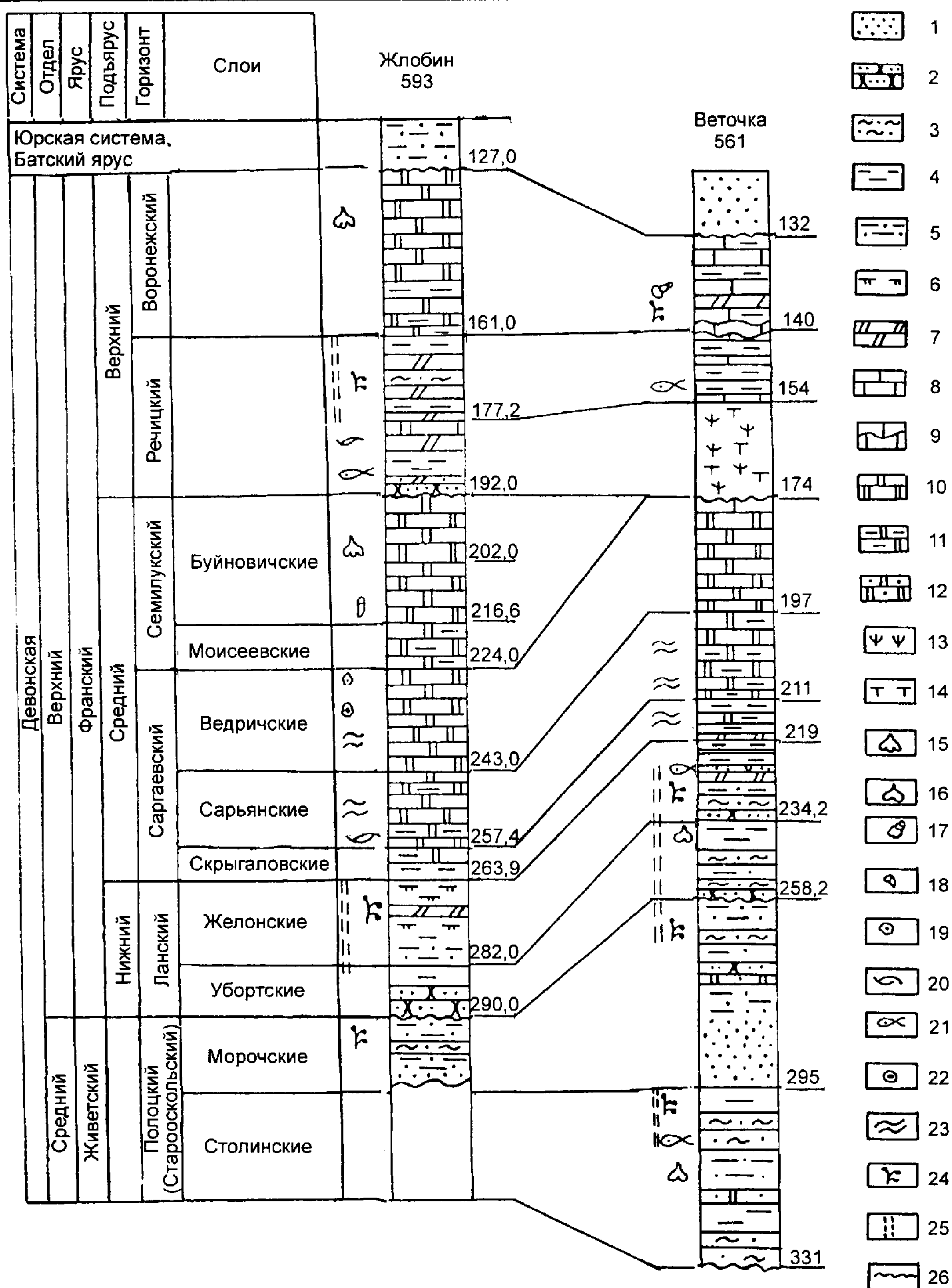


Рис. 5.23. Сопоставление живетских и франских отложений Жлобинской седловины. Составили С.А. Кручек, Т.Г. Обуховская.

Типы пород: 1 — песок, 2 — песчаник, 3 — алевролит, 4 — глина, 5 — глина песчано-алевритовая, 6 — глина доломитовая, 7 — мергель доломитовый, 8 — известняк, 9 — известняк желваковидный, 10 — доломит, 11 — доломит глинистый, 12 — доломит песчанистый, 13 — эффузивные породы, 14 — туфогенные породы. Биофациальные элементы: 15 — замковые брахиоподы, 16 — беззамковые брахиоподы (лингулы), 17 — гастроподы, 18 — кораллы, 19 — криноидеи, 20 — остракоды, 21 — рыбы, 22 — онколиты водорослей, 23 — строматолиты водорослей, 24 — растительнные остатки (микроспоры). Прочие знаки: 25 — пестроцветность пород, 26 — поверхности перерывов в осадконакоплении.

27. Зак. 5046

пелециподы *Avicula (Leptodesma) sp.*; конхостраки *Estheria membranacea Pacht*; фораминиферы *Irregularina sp.*; *I. ex. gr. obscura Sul.*, *Bisphaera ex gr. parva Byk.*, а также ядра остракод, членики криноидей, тентакулиты. Остатки ихтиофауны представлены акантодами зоны *Devononchus concinnus*, плакодермами *Asterolepis radiata Rohon* и *Bothriolepis sp.*, гроссоптеригиями *Glyptolepis sp.* и *Holoptychius sp.* и др. Возраст слоев устанавливается по миоспорам VIII комплекса среднего девона (Кедо, Обуховская, 1981), что соответствует миоспоровой подзоне *Cristatisporites triangulatus — Corystisporites serratus* (Avkhimovitch et al., 1993).

Верхний отдел

Верхнедевонские отложения распространены на площадях: в Припятском прогибе и на Северо-Припятском плече, на территории Латвийской седловины и Оршанской впадины. Причем на последней они срезаются мезозойскими и четвертичными отложениями на разных уровнях от ланского до воронежского горизонтов. Однако, в самой юго-восточной части территории Оршанской впадины, на границе с Россией, присутствуют и более высокие горизонты верхнего девона до низов задонского горизонта включительно. При этом, если верхнедевонские отложения Припятского прогиба по характеру строения и составу пород имеют много общего с образованиями верхнего девона Днепровско-Донецкой впадины и Центрального девонского поля, то образования Оршанской впадины — с отложениями верхнего девона Главного девонского поля. Представлены преимущественно морскими, лагунно-морскими и прибрежно-морскими образованиями.

В составе верхнего девона согласно Региональной стратиграфической схеме девона Беларуси 1981 г. (Решения ..., 1983), как и Унифицированной схеме девона Русской платформы 1988 г. (Решение ..., 1990), выделяются франский и фаменский ярусы, подразделяемые на подъярусы, горизонты и слои. Общая мощность верхнедевонских отложений достигает более 200 м на территории Оршанской впадины и на Латвийской седловине, 1000 — на Северо-Припятском плече, 3000—3500 м — в Припятском прогибе.

Франский ярус

На территории Беларуси франский ярус согласно Региональной схеме 1981 г. (Решения ..., 1983) и Унифицированной схеме Русской платформы 1988 г. (Решение ..., 1990) подразделяется на три подъяруса: нижне-, средне- и верхнефранский, в составе которых выделяются горизонты и слои (табл. 5.7; см. рис. 5.23; рис. 5.24—5.29). При таком делении границы подъярусов совпадают не только с рубежами крупных этапов развития фауны и флоры, но и с границами крупных этапов осадконакопления (Обуховская, Кручек, 1998). В частности, нижняя граница яруса фиксируется внутри терригенной толщи по подошве палинозоны *Contagisporites optivus — Spelaeotriletes krestovnikovi*. Граница между нижним и средним подъярусами проведена в основании зоны *Ladogia meyendorfii — Hypothyridina calva — "Mucrospirifer" novosibiricus*, а между средним и верхним подъярусами — в основании зоны *Nervostrophia latissima — Adolfia siratschoica*. Мощность отложений яруса составляет на территории Оршанской впадины и на Латвийской седловине 50—200 м, на Северо-Припятском плече — более 300, в Припятском прогибе — более 1000 м.

Нижнефранский подъярус

К нижнефранскому подъярусу по Унифицированной стратиграфической шкале девона Русской платформы 1988 г. (Решение ..., 1990), в отличие от Региональной стратиграфической схемы девона Беларуси 1981 г. (Решения ..., 1983), отнесены отложения только ланского горизонта, которые соответствуют раннефранскому этапу осадконакопления (см. рис. 5.23—5.25).

Ланский горизонт. Отложения горизонта, завершающие разрез терригенной толщи девона Беларуси, развиты на северо-востоке республики (Латвийская седловина и Оршанская впадина) и ее юго-восточных районах (Припятский прогиб, Северо-Припятское плечо и южные районы Жлобинской седловины). Между этими участками расположена большая площадь, на которой эти образования, возможно, имели место, но в последующем были размыты.

Нижняя граница горизонта, отвечающая также границе между живетским и франским ярусами, проводится с учетом цикличности строения разреза по подошве песчаной пачки, которая с размывом и кратковременным перерывом в осадконакоплении залегает на породах полоцкого горизонта. Этот рубеж хорошо маркируется сменой комплексов миоспор палинозон *Geminospora extensa* и *Contagisporites optivus — Spelaeotriletes krestovnikovi*.

Ланский горизонт, составляющий верхнюю часть разреза подсолевой терригенной толщи Припятского прогиба, сложен, в основном, мелкозернистыми песчаниками, крупнозернистыми алевролитами и глинами. Песчаники и алевролиты приурочены к нижней части горизонта, а глины — к верхней. Доломиты, доломитовые мергели, ангидриты встречаются редко, в виде отдельных тонких прослоев преимущественно в верхней части горизонта. Песчаники мелкозернистые, алевритовые, олигомиктовые, со значительным содержанием слюд (мусковита, реже биотита), с глинистым, глинисто-железистым и доломитовым цементом. Алевролиты крупнозернистые, часто песчаные, олигомиктовые, слюдистые, с глинистым, участками ожелезненным

Таблица 5.7

Основные стратиграфические подразделения и литологические комплексы верхнего девона Беларуси (Решения ..., 1983; Решение ..., 1990) с уточнениями и дополнениями С.А. Кручека

Ярус	Подъярус	Горизонт	Слои		Литологическая толща Припятского прогиба	
1		2	3		4	
Фаменский	Верхний	Полесский	Рубчанские		Надсолевая	
			Боровские			
			Ствижские			
			Старобинские	Верхние		
				Нижние		
	Средний	Стрешинский	Любанские		Верхняя соленосная	Глинисто-галитовая (калиеносная) подтолща
			Осовецкие			
		Оресский	Шатилковские			
			Найдовские			Галитовая подтолща
		Лебедянский	Залесские			
			Боричевские			
	Нижний	Петриковский			Межсолевая	
		Елецкий	Дроздовские			Верхняя вулканогенная толща
			Туровские			
		Задонский	Вишанские	Верхняя пачка		
				Нижняя пачка (Тремлянские слои)		
			Играевские	Тонежские		
			Кузьмичевские			
?		Домановичский				

Продолжение табл. 5.7

1		2	3	4
Франский	Верхний	Чернинский (ливенский)		Нижняя вулканогенная толща; Нижняя соленосная
		Евлановский	Сколодинские	
			Анисимовские	
			Кустовницкие	Подсолевая карбонатная
		Воронежский	Птичские	
			Стреличевские	
		Речицкий		
	Средний	Семилукский	Верховские	
			Азерецкие	
			Буйновичские	
			Моисеевские	
		Саргаевский	Ведричские	
			Сарьянские	
			Скрыгаловские	
	Нижний	Ланский	Желонские	Подсолевая терригенная
			Убортские	

и доломитовым цементом. Нередко встречаются мелкозернистые глинистые алевролиты. Глины в различной степени доломитовые и алевритовые. Доломитовые мергели и глинистые доломиты сложены, в основном, пелитоморфным и микрозернистым доломитом и тонкодисперсным глинистым веществом и содержат различное количество обломочного алевритового и мелкопесчаного материала. В верхней части горизонта нередко встречаются гнезда, а иногда тонкие линзовидные прослои ангидрита (Махнач, Шевченко, Курочка, 1966).

Породы горизонта, в основном, серые и зеленовато-серые, реже красноцветные и пестроцветные, с тонкой горизонтальной, реже косой макро- и микрослоистостью. Обломочная часть терригенных пород, а также терригенная примесь других типов пород сложена, в основном, кварцем (70—90 %), реже полевыми шпатами (5—20 %). В большом количестве (до 15—20 %) содержатся слюды (в основном мусковит, реже биотит). Встречаются глауконит, железистые оолиты, гнезда сидерита и пирита, остатки фауны (рыбы, эстерии, остра-

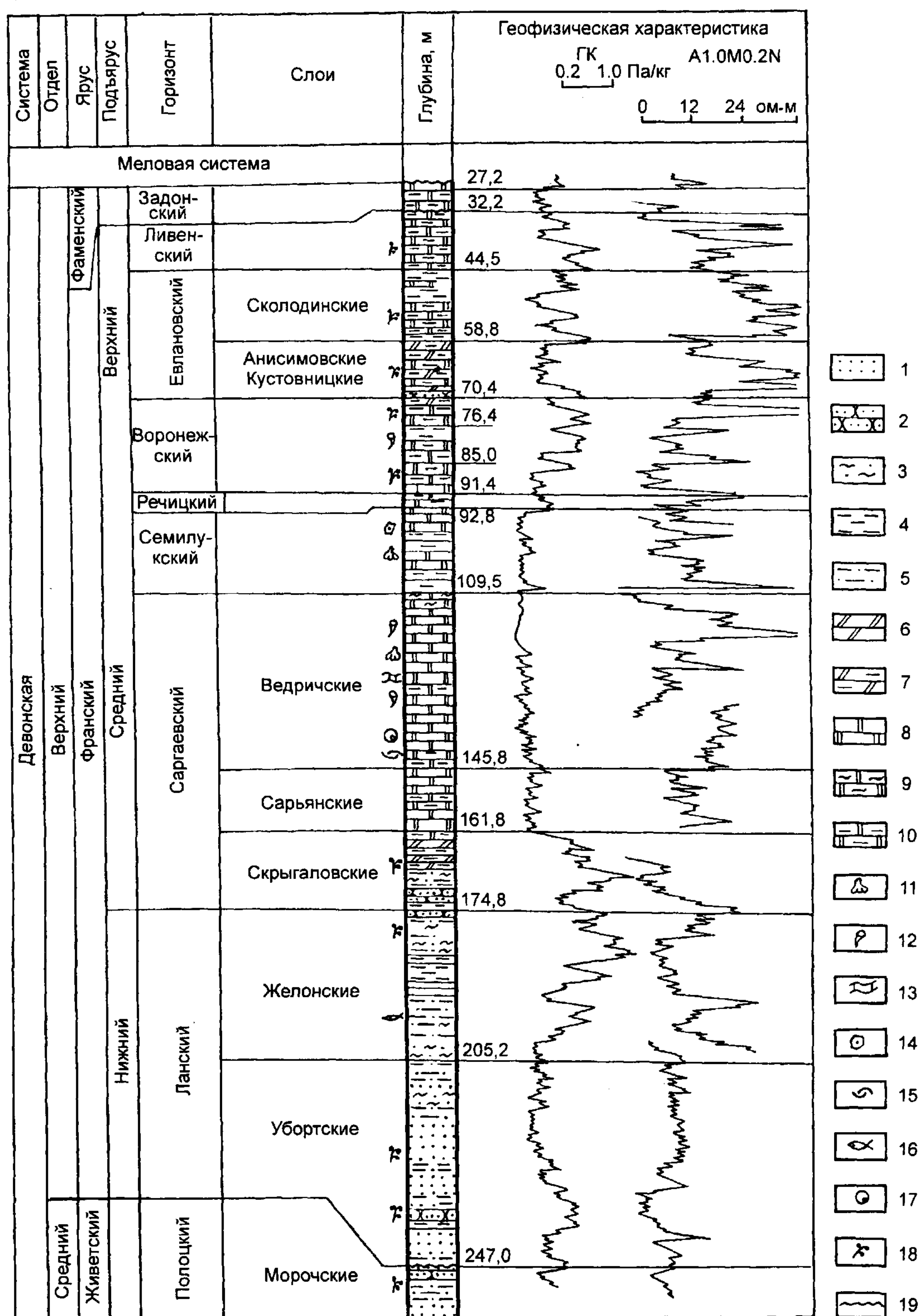


Рис. 5.24. Типовой разрез франских отложений Оршанской впадины (скв. Мстиславль 1). Составили Т.Г. Обуховская, С.А. Кручек.

Типы пород: 1 — песок, 2 — песчаник, 3 — алевролит, 4 — глина, 5 — глина песчано-алевритовая, 6 — мергель доломитовый, 7 — мергель доломитовый глинистый, 8 — доломит, 9 — доломит водорослевый, 10 — доломит глинистый. Биофациальные элементы: 11 — брахиоподы, 12 — кораллы, 13 — строматопоры, 14 — криноидеи, 15 — остракоды, 16 — рыбы, 17 — онколиты водорослей, 18 — растительные остатки (акритархи, споры). Прочие знаки: 19 — поверхности перерывов в осадконакоплении.

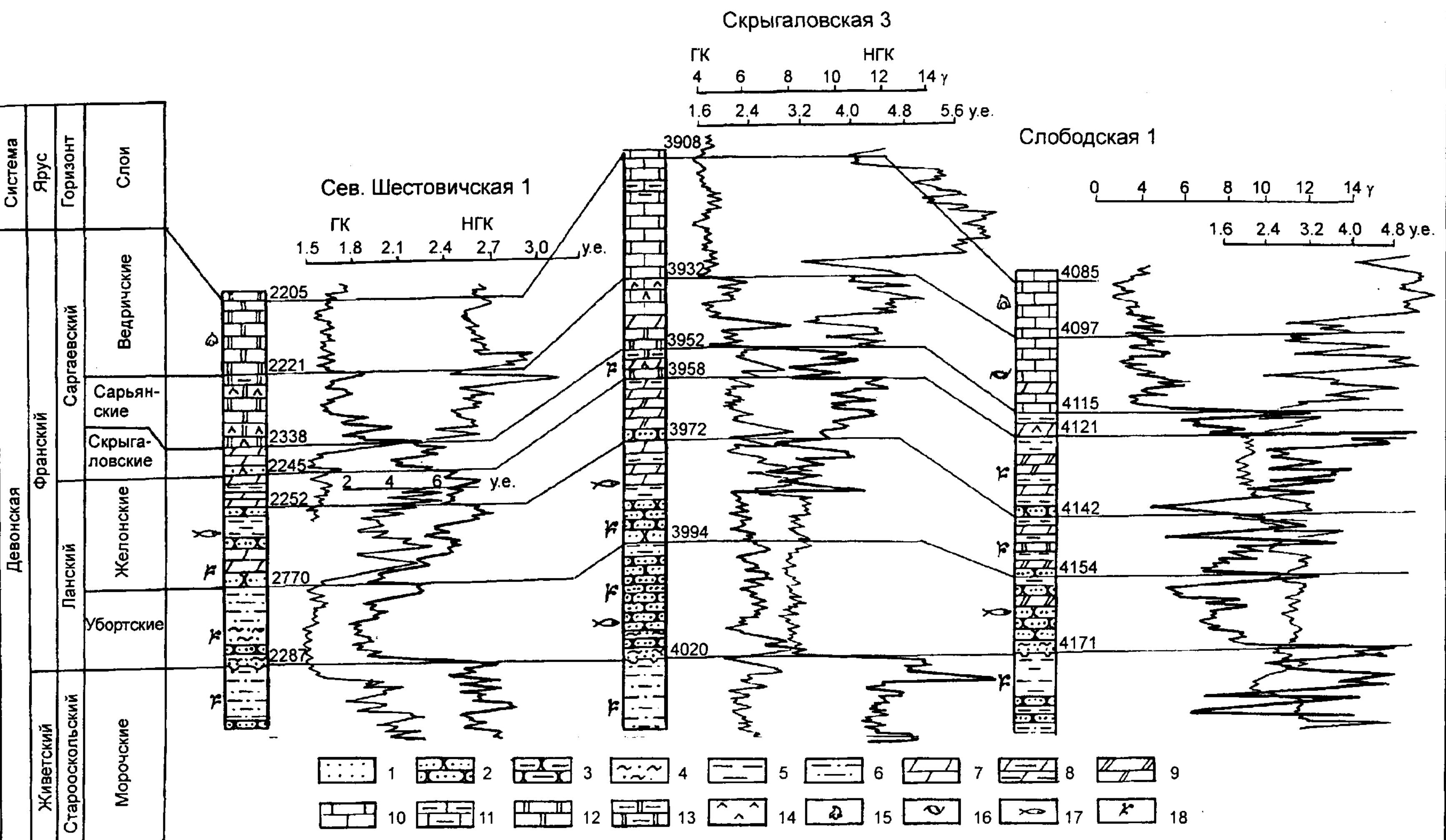


Рис. 5.25. Сопоставление нижнефранских отложений центральной зоны Припятского прогиба. Составили Т.Г. Обуховская, С.А. Кручек.

Типы пород: 1 — песок, алеврит, 2 — песчаник, 3 — песчаник глинистый, 4 — алевролит, 5 — глина, 6 — глина песчано-алевритовая, 7 — мергель, 8 — мергель глинистый, 9 — мергель доломитовый, 10 — известняк, 11 — известняк глинистый, 12 — доломит, 13 — доломит глинистый, 14 — ангидрит. Биофациальные элементы: 15 — брахиоподы, 16 — остракоды, 17 — рыбы, 18 — растительные остатки (миоспоры).

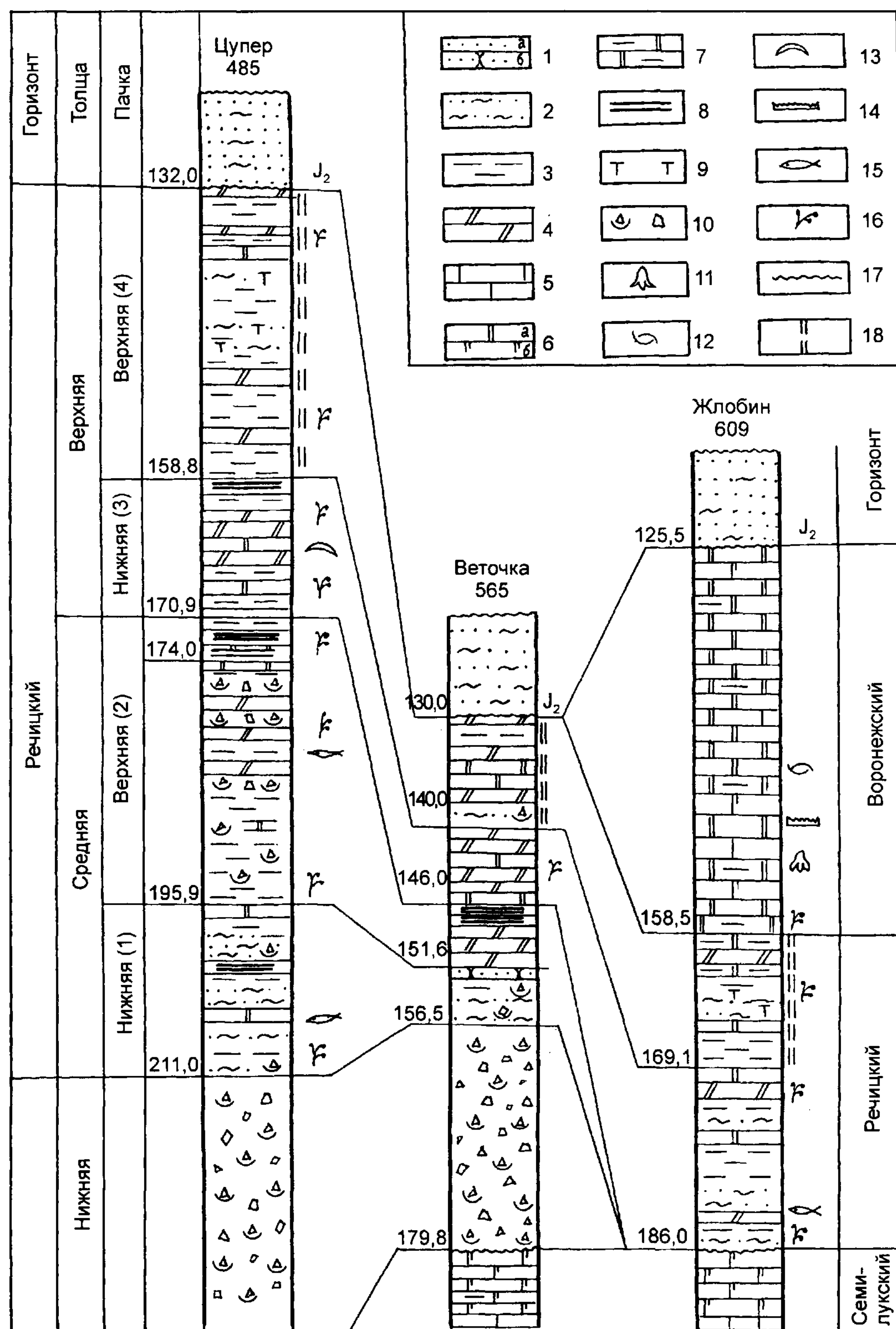


Рис. 5.26. Типовые разрезы отложений речицкого горизонта Жлобинской седловины. Составили С.А. Кручек и Т.Г. Обуховская.

Типы пород: 1а — песок, 1б — песчаник, 2 — алевролит, 3 — глина, 4 — мергель доломитовый, 5 — известняк, 6а — доломит, 6б — доломит вторичный, 7 — доломит глинистый, 8 — горючий сланец, 9 — туфогенный материал, 10 — ксенотуфобрекчия. Биофациальные элементы: 11 — брахиоподы, 13 — пелециподы, 14 — конодонты, 15 — рыбы, 16 — остатки растений (миоспоры). Прочие знаки: 17 — поверхности перерыва в осадконакоплении, 18 — пестроцветность.

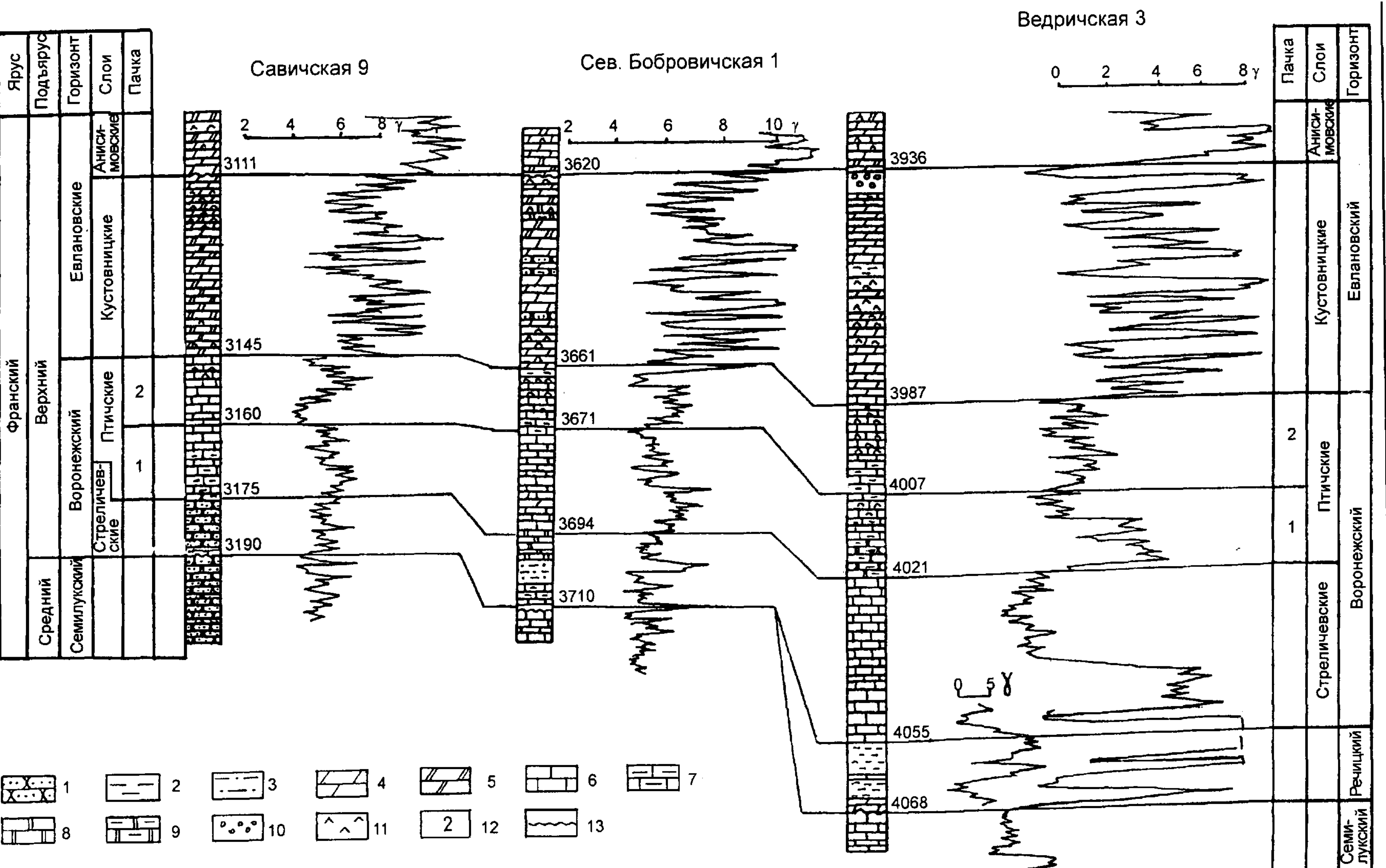


Рис. 5.27. Сопоставление верхнефранских (воронежских и нижнеевлановских) отложений центральной части Припятского прогиба. Составили Т.Г. Обуховская и С.А. Кручек.

Типы пород: 1 — песчаник, 2 — глина, 3 — глина алевритистая, 4 — мергель, 5 — мергель доломитовый, 6 — известняк, 7 — известняк глинистый, 8 — доломит, 9 — доломит глинистый, 10 — каменная соль, 11 — ангидрит. Прочие знаки: 12 — номера пачек, 13 — поверхности перерывов в осадконакоплении.

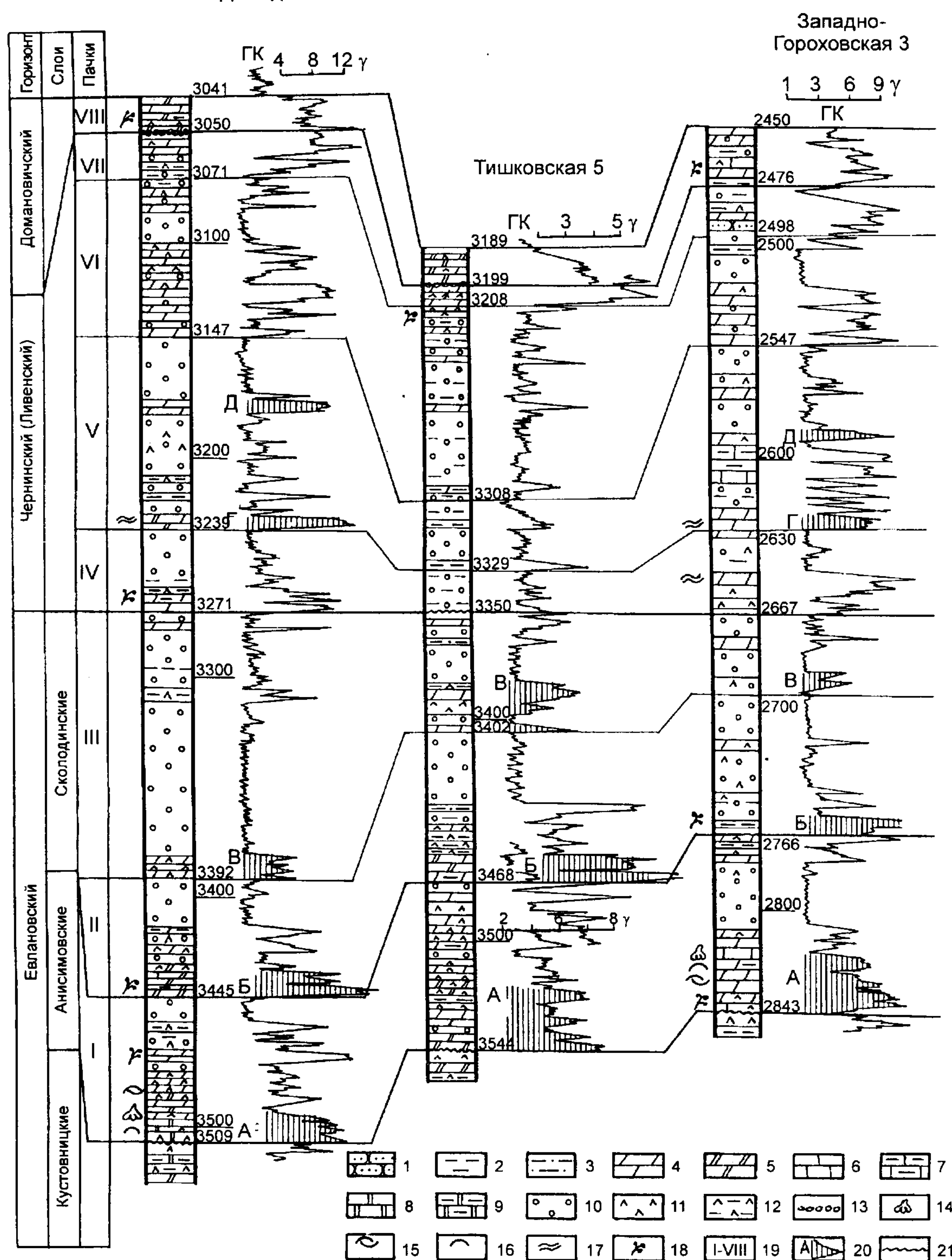


Рис. 5.28. Сопоставление верхнефранской соленосной толщи Припятского прогиба. Составили С.А. Кручек, Т.Г. Обуховская.

Типы пород: 1 — песчаник, 2 — глина, 3 — глина песчано-алевритовая, 4 — мергель, 5 — мергель доломитовый, 6 — известняк, 7 — известняк глинистый, 8 — доломит, 9 — доломит глинистый, 10 — соль каменная, 11 — ангидрит, 12 — сульфатно-глинистая порода, 13 — конгломерато-брекчия. Биофациальные элементы: 14 — брахиоподы, 15 — остракоды, 16 — пелециподы, 17 — строматолиты водорослей, 18 — остатки растений (миоспоры). Прочие знаки: 19 — номера ритмопачек, 20 — маркирующие уровни, 21 — поверхности перерывов в осадконакоплении.

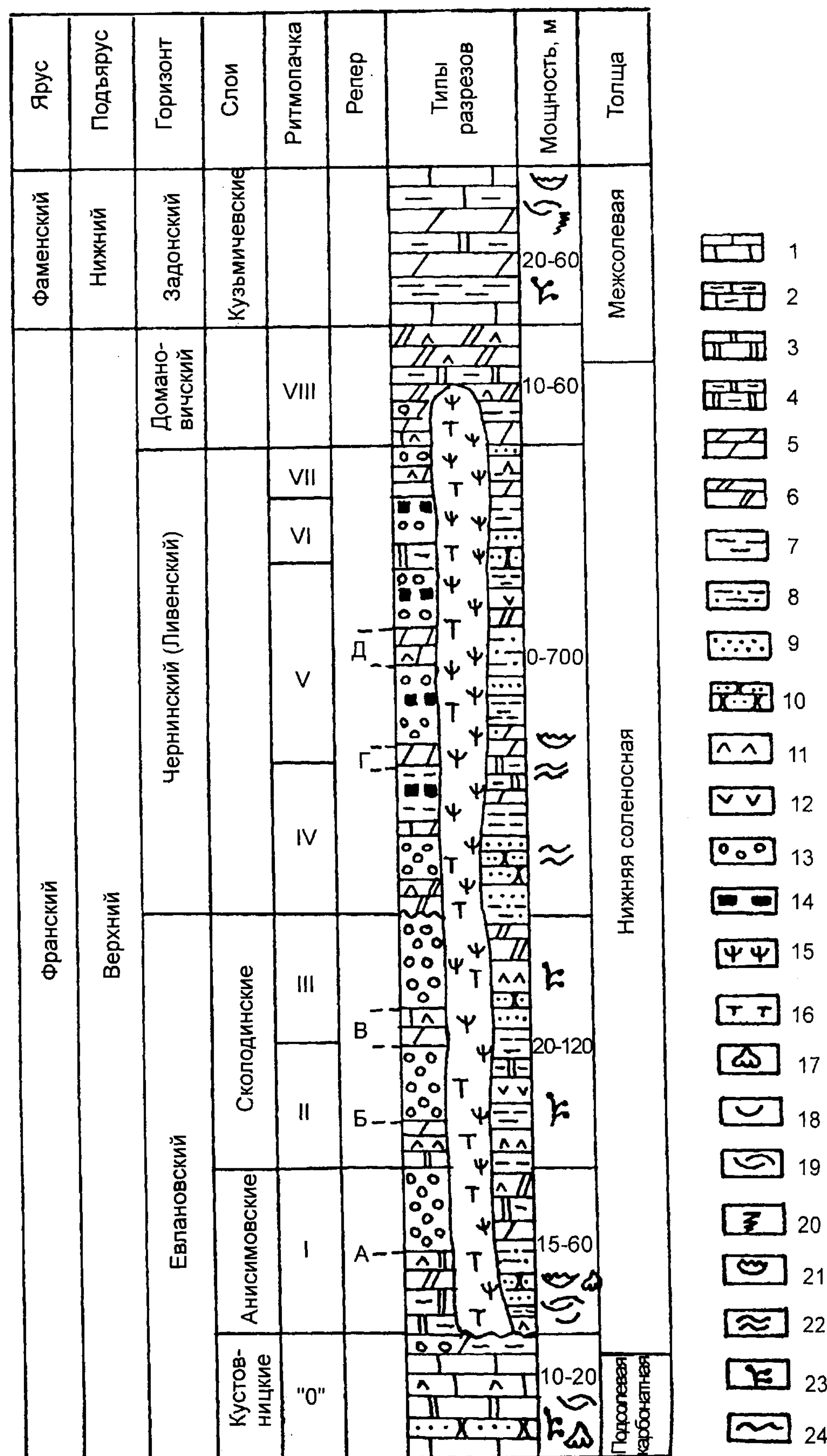


Рис. 5.29. Сводный разрез франских эвапоритовых отложений Припяского прогиба. Составили Э.А. Высоцкий, С.А. Кручек.

Типы пород: 1 — известняк, 2 — известняк глинистый, 3 — доломит, 4 — доломит глинистый, 5 — мергель, 6 — мергель доломитовый, 7 — глина, 8 — глина песчанистая, 9 — алеврит, алевролит, 10 — песчаник, 11 — ангидрит, 12 — гипс, 13 — соль каменная, 14 — соль калийная, 15 — эффузивные породы, 16 — туфогенные породы. Биофациальные элементы: 17 — брахиоподы, 18 — пелециподы, 19 — остракоды, 20 — черви, 21 — конодонты, 22 — строматолиты водорослей, 23 — остатки растений (миоспоры). Прочие знаки: 24 — поверхности перерыва в осадконакоплении.

коды), растительные остатки. Песчаники и алевролиты являются хорошими коллекторами, к которым в Припятском прогибе приурочены залежи нефти. Мощности отложений ланского горизонта на северо-востоке республики изменяются от 12 до 133 м, увеличиваясь с запада на восток. При этом следует иметь ввиду, что они здесь частично срезаны до различного стратиграфического уровня в связи с крупным перерывом в осадконакоплении в послефранское время. В Припятском прогибе, как и на Северо-Припятском плече, мощности их примерно одинаковые (40—55 м и лишь в отдельных разрезах до 70 м).

Отложения ланского горизонта, как и полоцкого, представляют крупный ритм осадконакопления, сложенный, в основном, в нижней части песчаниками и алевролитами, в верхней — алевролитами и глинами. В Региональной схеме 1981 г. (Решения ..., 1983) горизонту соответствует нижняя часть палинозоны *Contagisporites optivus — Spelaeotriletes krestovnikovi*. В ее составе выделяются две миоспоровые подзоны: *Ancyrospora incisa — Geminospora micromanifesta*, соответствующая отложениям нижней части горизонта (убортские слои), и *Acanthotriletes bucerus — Archaeozonotriletes variabilis insignis*, отвечающая его верхней части (желонские слои).

Убортские слои (мощность 13—50 м) сложены песчаниками и песками мелкозернистыми, иногда разнозернистыми, часто алевритовыми, кварцевыми и олигомиктовыми, глинистыми алевролитами, олигомиктовыми, с прослоями глин. На Брагинско-Лоевской седловине и на юго-западе Туровской депрессии в разрезе убортских слоев встречены прослои доломитовых мергелей и доломитов. Нижняя граница слоев является нижней границей горизонта и охарактеризована выше. Из органических остатков в этих отложениях встречаются чешуя и зубы рыб, раковины конхострак и миоспоры. Последние представлены комплексом видов подзоны *Ancyrospora incisa — Geminospora micromanifesta* (Кедо, Обуховская, 1981; Обуховская, 1988).

Желонские слои (мощность 38—90 м) представлены глинами в различной степени алевритовыми и песчано-алевритовыми, с прослоями алевролитов и доломитовых мергелей, а иногда и глинистых доломитов, с гнездами ангидрита и выделениями пирита. Граница с убортскими слоями четкая и проводится по подошве глинистой пачки с базальным песчаником в основании. Из органических остатков в глинах и мергелях встречаются брахиоподы *Lingulipora subparalella (Sand.)*; остракоды *Uchtovia polenovae Eg., Mennerella aff. schelonica (Gleb. et Zasp.), Buregia sp., Cavellina sp., Acratia aff. schelonica Eg., Cryptophyllus sp.*; единичные фораминиферы *Archaeosphaera sp.* и конхостраки *Glyptoasmussia vulgaris (Lutk.)*, образующие иногда скопления ("эстериевые слои"); рыбы *Asterolepis radiata Rohon, Bothriolepis sp., Glyptolepis sp.* Возраст слоев определяется по миоспорам, которые относятся к комплексу подзоны *Acanthotriletes bucerus — Archaeozonotriletes variabilis insignis* (Кедо, Обуховская, 1981; Обуховская, 1988).

Среднефранский подъярус

Согласно Унифицированной стратиграфической шкале девона Русской платформы 1988 г. (Решение ..., 1990), в отличие от Региональной стратиграфической схемы девона Беларуси 1981 г. (Решения ..., 1983), в среднефранский подъярус включены отложения саргаевского и семилукского горизонтов (см. рис. 5.23—5.25). Они отвечают крупному среднефранскому этапу карбонатонакопления на территории республики, отложения которого в Припятском прогибе составляют нижнюю часть подсолевой карбонатной толщи, являющейся важным нефтеносным объектом региона.

Саргаевский горизонт. Отложения горизонта распространены на северо-востоке Беларуси (территория Оршанской впадины и Латвийская седловина), где по р. Днепр и его притоку Оршице у г. Орша и р. Сарьянке (приток р. Зап. Двина) у г. Верхнедвинска выходят на дневную поверхность. Они широко развиты в Припятском прогибе, а также известны в пределах Северо-Припятского плеча. Образованиями горизонта начинается подсолевая карбонатная толща прогиба. Нижняя граница горизонта проводится, в основном, по подошве глинисто-карбонатной пачки пород, залегающей согласно, местами с небольшим размывом на карбонатно-глинистых отложениях ланского горизонта.

Саргаевские отложения отвечают этапу наиболее широкого распространения среднефранской трансгрессии на территории Восточно-Европейской платформы, времени наибольшего увеличения моря с соленостью, близкой к нормальной. Горизонт сложен в северо-восточной части страны доломитами и доломитовыми известняками, с прослоями доломитовых мергелей и глин; в Припятском прогибе — доломитами, доломитовыми известняками, с прослоями доломитовых мергелей, доломито-ангидритовых пород, ангидритов и глин. Окраска пород серая, светло-серая, коричнево-серая, в нижней части иногда зеленовато-серая. В краевых зонах распространения горизонта наблюдаются текстуры взмучивания, микроразрывы и смещения слоев, примесь песчано-алевритового материала. В ряде разрезов северо-востока республики и сопредельных областей России доломиты горизонта кавернозные, выветрелые, с развитой по ним доломитовой мукой (Голубцов, Махнач, 1961; Махнач, Корзун и др., 1985). Мощность отложений горизонта на северо-востоке колеблется от первых метров у западной границы его распространения до 40—50 м в восточной части Оршанской впадины. На основной площади Припятского прогиба она равна 40—

45 м, в крайних восточных и северо-западных частях 30—40 м. Характерна полоса максимальных мощностей горизонта 45—50 м, протягивающаяся в субмеридиональном направлении от Столина на юге до Вишанской нефтеносной площади на севере, что связано с активизацией системы разломов рифейского Волыно-Оршанского авлакогена (Урьев, 1990 и др.).

Возраст пород горизонта устанавливается по брахиоподам. Для этих отложений характерны миоспоры подзоны *Acanthotriletes bucerus — Archaeozonotriletes variabilis insignus* палинозоны *Contagisporites optivus — Spelaeotriletes krestovnikovi* (Avkhimovitch et al., 1993), ассоциации которых близки выделенным в верхней части желонских слоев, но отличаются последовательным фациальным обеднением (Обуховская, 1988).

В составе горизонта выделяются две примерно равные по мощности литологические пачки: нижняя — сульфатно-карбонатная (скрыгаловские и сарьянские слои) и верхняя — карбонатная (ведричские слои) (Решения ..., 1983; Обуховская, 1988).

Скрыгаловские слои (мощность от 2 до 10 м) отвечают базальной части саргаевского горизонта. Выделены Т.Г. Обуховской (1988) в Припятском прогибе из состава верхней части ланского горизонта. От подстилающих их желонских слоев ланского горизонта скрыгаловские отложения отличаются повышенной карбонатностью, от покрывающих сарьянских — повышенной глинистостью. Отложения эти разнофациальны. В Припятском прогибе они сложены доломитовыми мергелями и глинами с прослоями глинистых доломитов и тонких пропластков ангидрита. В разрезах Северо-Припятского плеча преобладают мергели зеленовато-серые, плитчатые, с частыми прослоями доломитов, реже доломитовых глин. Преимущественно мергелями с редкими прослоями доломитов они сложены и на территории Оршанской впадины. Местами (район Мстиславля) в основании скрыгаловских слоев залегает песчаник. Слои охарактеризованы миоспорами, среди которых преобладают *Archaeozonotriletes variabilis Naum. var. insignis Senn., A. variabilis Naum. var. facilis Archang., Geminospora basilaris (Naum.) Obuch., Kedoesporis angulosus (Naum.) Obuch.* Встречаются акритархи, представленные мелкими экземплярами рода *Leiosphaeridia Eisenack.*

Сарьянские слои (мощность до 16 м) в Припятском прогибе сложены чередующимися между собой пластами глинистых доломитов, доломитов, ангидрито-доломитовых пород, иногда с прослоями известняков, которые в отдельных разрезах преобладают над доломитами, а также ангидрита, мергельных пород. Генезис доломитов разный — первично-седиментационный и метасоматический (вторичный). В породах слоев определены брахиоподы *Lingula sp., Atrypa ? sp., Chonetes sp.*; остракоды *Aparchites aff. calculus Gleb. et Zasp., Paraparchites aff. brevis Gleb. et Zasp., Buregia sp.*; фораминиферы *Maravammina ex gr. segmentata Pok., Parathurammina cuschmani Sul.*; конодонты *Polygnathus sp.*; водоросли *Umbella baschkirica Byk., U. bella Masl., U. ex. gr. patella Byk.* и миоспоры подзоны *Acanthotriletes bucerus — Arhcaeozonotriletes variabilis insignis.*

В пределах Северо-Припятского плеча и Оршанской впадины слои, мощностью от 3 до 14 м, представлены известняками и вторичными доломитами с резкими прослоями глин. В их подошве повсеместно залегает прослой известняка, часто доломитизированного, органогенно-обломочного. Для разреза слоев также характерно присутствие комковатых органогенных известняков. В породах присутствуют брахиоподы *Desquamatia (Neatrypa) velikaya (Nal)*, и другие, а также комплекс миоспор, аналогичный приведенному выше.

Ведричские слои завершают разрез саргаевского горизонта. В Припятском прогибе слои сложены известняками, доломитовыми известняками и вторичными доломитами (мощность 16—31 м). По сравнению с сарьянскими слоями здесь редко наблюдаются сульфаты, глинистость пород в данной части разреза меньшая, содержится больше остатков фауны (брахиоподы, криноидеи и др.). В отдельных разрезах (Буйновичская и др. площади) встречаются водорослевые онколиты и биостромы (Махнач, Москвич и др., 1984). По брахиоподам слои относятся к зоне *Ladogia meyendorfii — "Mucrospirifer" novosibiricus*, включающей виды *Ripidiorhynchus livionicus (Buch), Radiatrypa tenuisulcata (Wen.), Desquamatia (Neatrypa) velikaya (Nal.), Anatrypa micans (Buch), Ladogia meyendorfii (Vern.), "Mucrospirifer" novosibiricus (Toll), Elytha fimbriata (Conr.), Rhytialosia ilmenica (Nal.), Spinatrypa ninae Ljash.* Из других органических остатков в отложениях слоев определены остракоды (слои с *Paraschmidtella lucida) Paraschmidtella lucida Zasp., Mennerella schelonica (Gleb. et Zasp.), M. aff. diserta Rozhd., Cavellina (Cavellinella) chvorostanensis Pol., Healdianella aff. cuneata Rozhd.*; конодонты *Polygnathus sp., Angulodus walrathi (Hibbard), Ligonodina (Ulr. et Bassl.), Prioniodina alata Hinde, P. prona (Huddle)*; фораминиферы *Parathurammina sp., P. cuschmani Sul., Archaeosphaera minima Sul., A. magna Sul.*; кониконхии (тентакулиты) *Tentaculites sp., T. ex gr. semilucensis G. Ljasch.*

На Северо-Припятском плече ведричские слои также сложены органогенными известняками и вторичными доломитами, часто кавернозными (мощность до 18—22 м). Здесь в районе Жлобина (Еленецкий карбонатный блок) и Паричей в разрезе присутствуют пачки криноидно-водорослевых массивных известняков, образующих органогенные постройки (см. рис. 5.23).

На территории Оршанской впадины слои представлены существенно карбонатной пачкой пород, сложенной известняками и вторичными доломитами с ос-

татками ископаемой фауны. Ведричская часть разреза саргаевского горизонта обнажается в устье р. Оршица и по левому берегу р. Днепр в г. Орша (Цытленок, 1970, 1986, 1998). Мощность отложений постепенно увеличивается от 7—10 м в скважинах, расположенных вблизи западной границы их распространения, где они частично размыты, до 20—22 м на востоке региона. Увеличение мощности этих образований до 27,5 м (Богушевск) — 35 м (Мстиславль), видимо, связано с присутствием в них органогенных построек строматопорово-коралловой природы (см. рис. 5.24).

Комплекс миоспор, установленный в ведричских слоях, характеризуется наибольшей степенью фациального обеднения. Среди акритарх присутствуют представители родов *Micrhystridium Deffl.* и *Veryhachium Deunff.*

Семилукский горизонт. Отложения горизонта распространены как на северо-востоке страны, где они по Западной Двине у г. Витебска (карьер "Гралево", Левая Руба, Верховье) выходят на дневную поверхность земли, так и на Северо-Припятском плече и в Припятском прогибе. Нижняя граница горизонта проводится внутри карбонатной толщи по подошве глинистой пачки, на уровне которой происходит смена саргаевских комплексов фауны семилукскими. В Припятском прогибе семилукские отложения представлены толщей карбонатных пород, мощность которой изменяется от 25—35 м в наиболее полных разрезах до 10—15 м в зонах размыва. В составе толщи выделяются моисеевские, буйновичские и азерецкие, а в Оршанской впадине — верховские слои (Голубцов, 1974) (см. рис. 5.23—5.24).

Моисеевские слои (мощность 5—10 м), залегающие в основании горизонта, сложены глинистыми известняками и доломитами с прослоями в нижней части разреза темно-серых до черных доманикоподобных мергелей и аргиллитов. Эти отложения являются хорошим литолого-геофизическим репером при расчленении и корреляции разрезов горизонта. Для пород пачки характерно присутствие большого количества остатков различных групп фауны. Из них установлены брахиоподы *Cyrtospirifer disjunctus (Sow.), C. cf rudkinensis Ljasch., Spinatrypa ex gr. semilukiana Ljasch., Atrypa koloschka Nal., Theodossia svinordensis Nal., Anathyris helmersenii (Buch), Cyrtina demarlii (Bouch.), Lingula explicata Batr.* Кроме брахиопод, присутствуют также пелециподы *Avicula (Leptodesma) ex gr. aviculoides Vern.*; остракоды *Mennerella porezkyae Eg., M. heckeri Eg., M. tuberosa Eg., Semilukiella zaspelovae Eg., Buregia truncata var. depressa Pol., Sulcocavellina incognita Eg., Bairdia ischimensis Eg., Acratia gassanovae Eg.*; конодонты *Icriodus sp., Ligonodina falciformis Ulr. et Bassl., Polygnathus sp., Prioniodina sp., Spathognathodus accutus (Brans. et Mehl)*; фораминиферы *Paratikhinella ex gr. cannula (Byk.), Archaeosphaera minima Sul., Irregularina sp., I. ex gr. lobata Reitl., Vicinesphaera sp.*, а также гастроподы и остатки других групп фауны. Остатки флоры представлены акритархами *Leiosphaeridia sp., Micrhystridium sp., Veryhachium sp.* Возраст слоев определяется по брахиоподам *Cyrtospirifer disjunctus (Sow.)* и миоспорам. В ассоциации миоспор моисеевских слоев постоянно присутствуют виды *Geminospora basilaris (Naum.) Obuch., Archaeozonotriletes variabilis Naum. var. insignis Senn., Leiotriletes parvus Naum., Retusotriletes communis Naum. var. minor Naum., Stenozonotriletes pumilus (Waltz) Naum., Lophotriletes minor Naum., L. exiguus Naum., Lophozonotriletes curvatas Naum., Hymenozonotriletes trivialis Naum.*, соответствующие палинозоне *Geminospora semilucensa — Perotriletes donensis* (Обуховская, 1988; Решение ..., 1990; Avkhimovitch et al., 1993).

Буйновичские слои (мощность 13—23 м) представлены, в отличие от глинистых образований моисеевских слоев, чистыми карбонатными породами — светло-серыми, бледно-кремовыми и белыми известняками и замещающими их вторичными доломитами, часто кавернозными. В них много остатков кораллов, брахиопод, криноидей, фораминифер и др., отмечены водорослевые строматолиты. В ряде разрезов известны седиментационные пелитоморфные доломиты (скважины Ново-Дубровская, Копаткевичская и др.). Весьма примечательны белые биогермные (строматопорово-коралловые) известняки верхней части слоев (Махнач, Москвич и др., 1984).

В отложениях слоев установлены брахиоподы *Cyrtina cf. demarlii (Bouch.), Gypidula cf. biplicata Nal., Pseudoatrypa uralica (Nal.), Spinatrypa krylovae Furs. et Kovkh., Anathyris helmersenii (Buch), Theodossia svinordensis Nal., Cyrtospirifer disjunctus (Sow.), C. lictor Nal., Allanella krestovnikovi (Ljasch.), Uchtella semilukiana (Nal.), Spinatrypa semilukiana Ljasch.* и др. Очень характерны кораллы *Alveolites multiporosus Ermak., A. ramosa Roem., Scaliopora denticulata (Edw. et Haime), Thamnopora aff. cervicornis (Blainv.)*, а также фораминиферы *Archaeosphaera minima Sul., A. ex gr. magna Sul., Irregularina ex gr. lobata Reitl., Vicinesphaera ex gr. grandis Reitl., V. ex gr. parva Reitl.*; конодонты *Ligonodina falciformis Ulr. et Bassl., Icriodus sp., Ozarcodina sp., Polygnathus sp., Prioniodina sp., Spathognathodus sp., Royndia sp.*; гастроподы, остракоды и другие группы фауны. Флористические остатки представлены водорослями и миоспорами. Возраст слоев устанавливается по брахиоподам *Pseudoatrypa uralica (Nal.)*. Ассоциация миоспор буйновичских слоев характеризуется видами *Geminospora semilucensa (Naum.) Obuch., G. basilaris (Naum.) Obuch., Archaeozonotriletes variabilis Naum., Hymenozonotriletes trivialis Naum., Lophozonotriletes grandis Naum., Archaeotriletes fidus Naum.* На этом уровне впервые появляются *Hymenozonotriletes argutus*

Naum., Convolutispora subtilis Owens, а также отмечается спорадическое присутствие *Archaeoperisaccus ovalis Naum.* и *A. menneri Naum.* Указанные миоспоры соответствуют палинозоне *Geminospora semilucensa — Hymenozonotriletes laciniosus* (Обуховская, 1988) или верхам региональной для Восточно-Европейской платформы зоны *Geminospora semilucensa — Perotriletes donensis* (Avkhimovitch et al., 1993).

Азерецкие слои (мощность 2—8 м) завершают разрез семилукского горизонта в Припятском прогибе. Имеют ограниченное распространение. Сложены известняками и доломитами. Нижняя граница проводится по смене коралловых известняков буйновичских слоев породами брекчиевидного облика. Эти породы сильно-выветрелые, кавернозные, с включениями ярко-зеленой глины, имеют комковато-брекчиевидную текстуру, содержат доломитовую и известковую муку.

Выветрелая зона семилукского горизонта — результат предворонежского перерыва в осадконакоплении на территории Припятского прогиба. Во многих разрезах горизонта отчетливо проявились процессы катагенеза и вторичного минералообразования (окремнение, сульфатизация, выделение карбонатных минералов по трещинам и в кавернах) (Махнач, Бордон, Урьев, 1974; Махнач, Корзун и др., 1985).

Органические остатки в отложениях азерецких слоев встречаются редко. Они представлены ядрами остракод *Sulcocavellina ex gr. incognita Eg.*, а также остатками криноидей, червей и оогоний харовых водорослей.

На Северо-Припятском плече мощность семилукских отложений колеблется от 20 до 35 м. По литологическому составу они подразделяются на две пачки: нижнюю — глинистую и верхнюю — известняково-доломитовую, которые можно сопоставлять с моисеевскими и буйновичскими слоями Припятского прогиба. Нижняя пачка (мощность 5—10 м) сложена известняками доломитизированными, светло-зеленовато-серыми с примазками глинисто-алевритового материала и выветрелых битумов на плоскостях наслоения. Местами в основании пачки залегает маломощный прослой голубовато-серой глины. В некоторых скважинах выше этой глины определены брахиоподы *Cyrtina demarlii (Bouch.)*. Верхняя известняково-доломитовая пачка (мощность 18—25 м) сложена доломитами и известняками, скрыто-мелкокристаллическими, плотными, часто кавернозными, с остатками фауны. В них определены раковины брахиопод *Cyrtospirifer disjunctus (Sow.)* и конодонты зоны *Middle-Upper asymmetricus* (Кручек, Обуховская, Стрельченко, 1997).

На территории Оршанской впадины семилукские отложения, мощностью до 20—35 м, представлены, в основном, известняками доломитизированными и вторичными доломитами серыми, массивными и грубоплитчатыми, часто выветрелыми и кавернозными, с реликтами фауны. В основании горизонта залегает известняково-доломитовая пачка мощностью 7—9 м, сложенная известняками доломитизированными и доломитами кавернозными с брахиоподами, моллюсками, умбеллами. В ее подошве присутствует базальный слой (до 5—20 см) темно-серых до черных глин, мергелей, доломитов, часто алевритистых и песчанистых, битуминизированных, тонкослоистых, ритмично чередующихся между собой. Отмечаются обломки фауны и неясные обуглившиеся и битуминизированные растительные остатки. Выше следует доломит с прослоями оолитового доломитизированного известняка, глинистого доломита и мергеля. Нижняя часть пачки (до 3—5 м) более глинистая, обогащенная органикой, весьма напоминает по облику породы доманикового состава из моисеевских слоев Припятского прогиба. Это подтверждают и находки в породах пачки миоспор нижней части палинозоны *Geminospora semilucensa — Perotrilites donensis*. Описанная часть разреза семилукского горизонта наиболее хорошо представлена в доломитовом карьере "Гралево". Еще выше выделяется доломитовая пачка (мощность до 25 м), содержащая раковины брахиопод *Cyrtospirifer schelonicus Nal.* Характерно также присутствие одного или двух прослоев кремневых конкреций, в которых присутствуют многочисленные раковинки моллюсков: гастроподы *Aglaoglypta tuberculatus (Ferr. et Orb.), Turbonellina strialis (Phill.), Beylea stolbovi (Nal.), Bembexia orbignyana (Arch. et Vern.), Euryzone delphinulaeformis (Sandb.), Glyptotomaria trochoides (Whidb.), Gyronema aspera (Sow.), Philoxene laevis (Arch. et Vern.), P. serpens (Phill.), Serpulospira progressus (Trenkn.), S. centrifugus (Roem.), Platyschisma uchtensis Keys., Platyceras eberti Holz., Naticopsis meridionalis (Phill.), N. piligera (Sandb.), N. cf. antiqua (Goldf.), Turbonitella ushaeri (Whidb.), T. tuberculostriata (Clarke), Murchisonia aff. loxonemoides Whidb., M. tortiles Zytl., M. rubensis Zytl., Loxonema fumida Phill., L. girzenbergense Kirchn., L. duplisulcata (Whidb.), Subulites arculatus (Schloth.)* и др.; пелециподы *Nucula puctata Zytl., Spathella munda (Whidb.), Schizodus devonicus Vern., Gypricardella aff. bicostula (Krantz), Paracyclas antigua (Goldf.)* и др. (Цытленок, 1970, 1986, 1998). Доломитовая пачка соответствует, по-видимому, буйновичским и азерецким слоям Припятского прогиба.

Верховские слои (мощность 10—13 м) завершают разрез семилукского горизонта на территории Оршанской впадины. Они обнажаются в обрыве правого берега р. Западная Двина выше пос. Верховье. Согласно залегают на подстилающих образованиях. Слои сложены доломитами и доломитизированными известняками с многочисленными остатками фауны. Из них определены брахиоподы *Pseudoatrypa uralica (Nal).*, *Tenticospirifer tenticulum (Vern.)*; кораллы (табуляты) *Thamnopora cervicornis (Blainv.), Alveolites ramosa Roem.*,

A. suborbiculatus Lam. и др, а также моллюски *Philoxene laevis (Arch. et Vern.), P. serpens (Phill.), Platyschisma uchtensis Keys., Flemingia cf. koloschkensis Nal., Gyronema scaliforme Zytl., Naticopsis strigosa (Pacht), N. piriformis Zytl., Murchisonia pusilla (Eichw.), M. bilineata (Goldf.), M. angulata (Phill.), M. quadricincta Pacht, Schizodus devonicus Vern., Megalodon auricularis (Goldf.)* (Цытленок, 1970, 1986; Стратиграфические ..., 1978).

Комплексы изученных органических остатков позволяют сопоставлять верховские слои с бурегскими слоями среднего франа Главного девонского поля. В Припятском прогибе аналоги верховских слоев отсутствуют вследствие размыва этих образований во время предречицкого перерыва осадконакопления. На территории Оршанской впадины отложения саргаевского и семилукского горизонтов образуют единую гралевскую серию.

Верхнефранский подъярус

В составе верхнефранского подъяруса выделяются речицкий, воронежский, евлановский, чернинский (ливенский) и домановичский горизонты (см. табл. 5.7, рис. 5.24—5.29; рис. 5.30). Последний по данным изучения миоспор предлагается относить к фаменскому ярусу (Обуховская, 1988; Обуховская и др., 1992). Наиболее полный разрез подъяруса представлен в Припятском прогибе, где он состоит из глинисто-карбонатной толщи в объеме речицких, воронежских и нижнеевлановских отложений (брагинская серия) и нижнесоленосной толщи в составе верхнеевлановских и чернинских отложений (копаткевичская серия), а также нижней вулканогенной толщи позднеевлановско-чернинского возраста (васильевской свиты). На территории Оршанской впадины образования подъяруса имеют ограниченное распространение и выделяются как мстиславская серия (Решение ..., 1990).

Речицкий горизонт. Отложения речицкого горизонта распространены в Припятском прогибе, на Северо-Припятском плече и в южной части Жлобинской седловины. Ранее эти отложения относились к нижней пестроцветной карбонатно-глинистой пачке воронежского горизонта. Нижняя граница горизонта отчетливая вследствие трансгрессивного залегания его отложений на выветрелых вследствие перерыва в осадконакоплении породах семилукского возраста. С началом речицкого времени связан новый этап в развитии Припятского прогиба — формирование рифтового грабена. В это время впервые наметилась субширотная дифференциация территории региона, что нашло отражение в характере распределения мощностей отложений горизонта. В восточной части прогиба, где прогибание началось несколько раньше, чем на остальной территории, и откуда распространялась трансгрессия речицкого моря на запад, мощность образований горизонта составляет 60—70 м. В западном направлении она постепенно уменьшается вплоть до полного выклинивания этих отложений.

Наиболее полное строение имеет речицкий горизонт в восточной части Припятского прогиба. Здесь нижняя его часть (мощность 10—15 м) сложена пестроцветными (зелеными, шоколадно-коричневыми) глинами с растительными остатками, прослоями глинистых известняков и доломитов, а в основании местами также песчано-алевритовых пород, вулканических туфов и туффитов (Вышемировская, Найдовская и др. площади). Встречается фосфатный костный детрит рыб, примесь обломочного материала. На ряде площадей (Ельская, Стреличевская и др.) в подошвенной части горизонта присутствует глауконит. На первых порах изучения девона Припятского прогиба этот глауконитовый репер сыграл большую роль при расчленении и корреляции разрезов подсолевого карбонатного комплекса девона Припятского прогиба (Махнач, Шевченко, Курочка, 1966). Верхняя часть горизонта (50—55 м) представлена, в основном, мергелями и глинистыми известняками, как правило, темно- и зеленовато-серого цвета, с прослоями глин и редких алевролитов и песчаников. В породах содержится большое количество органических остатков — брахиоподы, остракоды, рыбы, криноидеи, тентакулиты, пелециподы, гастроподы, конодонты и миоспоры (Голубцов, 1974_2). В западной части области распространения речицких отложений в прогибе, где его мощность из-за выклинивания нижней части разреза значительно сокращается, в его строении преобладают пестроцветные мергели с прослоями глинистых известняков, с остатками фауны.

В породах горизонта установлены брахиоподы *"Atrypa" poljanica Ljasch., Theodossia uchtensis Nal., Schuchertella devonica (Orb.), Tenticospirifer ex gr. tenticulum (Vern.), Spinatrypa ex gr. tubaecostata (Paeck.), Cryptonella davidsoni Nal.*; остракоды *Copelandites uraljcus Rozhd., Schweyerina normalis Zasp., Knoxiella minima Eg., Marginia rozhdestvenskajae Dem., Sulcocavellina incognita Eg., Donellina grandis Eg., Famenella ? elongata Pol.*; тентакулиты *Homoctenus sp., Polycylindrites sp., Uniconus sp., Heteroctenus cf. lyskovensis G. Ljasch.* Здесь также присутствуют остатки рыб *Bothriolepis maxima Gross, Holoptychius cf. nobelissimus Ag.*, единичные чешуи акантодов *Devononchus laevis (Gross)* (Урьев и др., 1992) и миоспоры палинозоны *Convolutispora crassitunicata* (Обуховская, 1988; Kruchek, Obukhovskaya, Valiukevicius, 1996).

Отложения речицкого горизонта известны в пределах Северо-Припятского плеча (Голубцов, Кедо, Кручек и др., 1975) и в южных районах Жлобинской седловины (Кручек и др., 1996). Представлены они здесь тремя типами разреза: нормально-осадочным, вулканогенно-осадочным и вулканогенным (см. рис. 5.26).

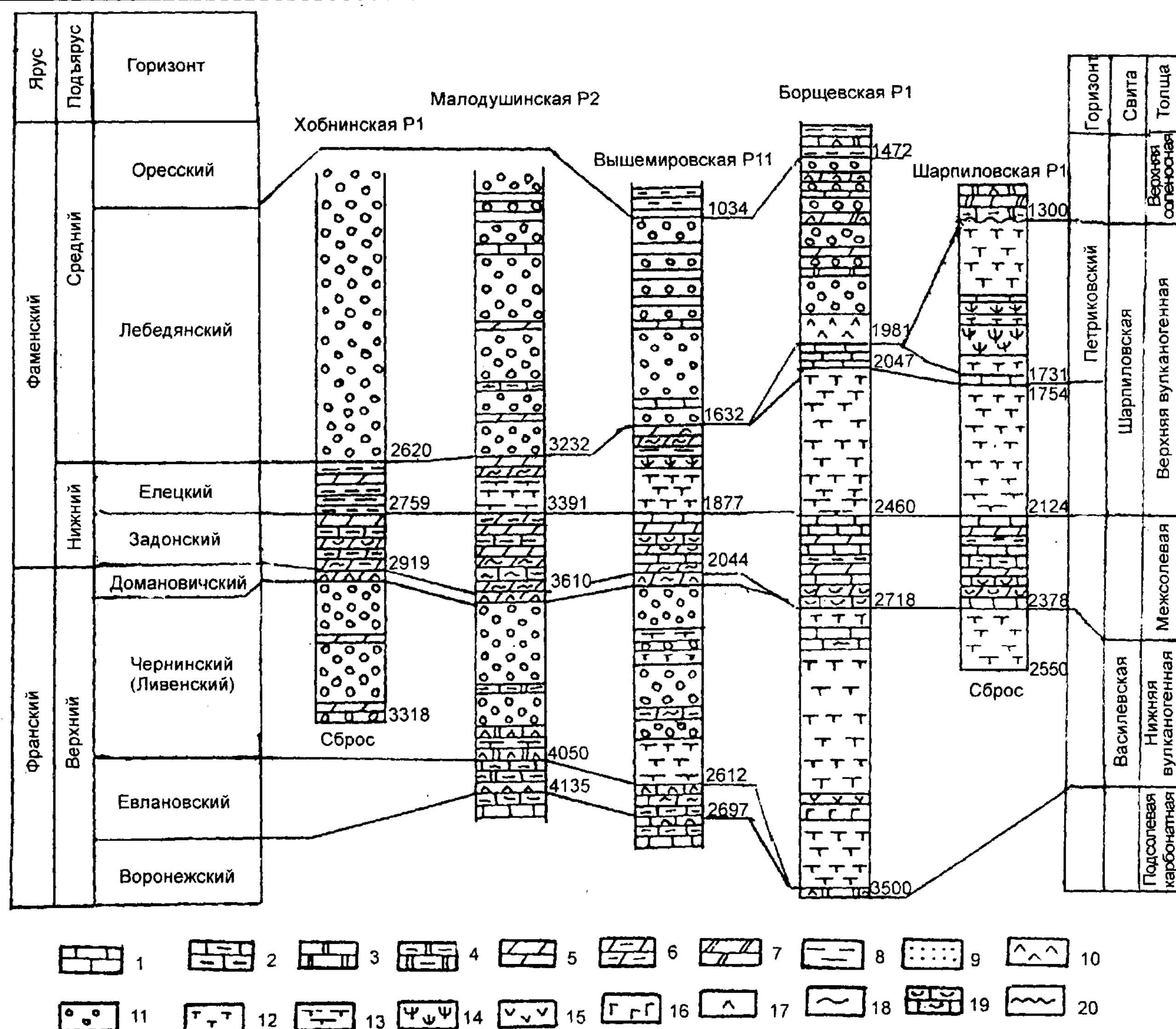


Рис. 5.30. Сопоставление вулканогенных и нормально-осадочных отложений верхнего девона Припятского прогиба (по В.П. Корзуну и А.С. Махначу, 1977; с уточнениями С.А. Кручека).

Типы пород: 1 — известняк, 2 — известняк глинистый, 3 — доломит, 4 — доломит глинистый, 5 — мергель, 6 — мергель глинистый, 7 — мергель доломитовый, 8 — глина (аргиллит), 9 — песчаник, 10 — ангидрит, 11 — соль каменная, 12 — вулканический туф, 13 — туффит, 14 — щелочные эффузивные породы, 15 — эффузивные породы среднего состава, 16 — эффузивные породы основного состава, 17 — примесь ангидрита в породах, 18 — примесь пирокластического материала в породах. Прочие знаки: 19 — известняк брахиоподовый, 20 — поверхности перерывов в осадконакоплении.

Нормально-осадочный (городокский) тип разреза (мощность 27—32 м) как по литологическому составу, так и по характеру строения близок к одновозрастным образованиям Городокско-Хатецкой ступени и восточной части Припятского прогиба. Он широко развит как на Северо-Припятском плече, так и на Жлобинской седловине. Это мелководно-морские отложения, которые состоят из двух литологических пачек. Нижняя, преимущественно сероцветная пачка (мощность 13—17 м) характеризуется мелкоритмичным строением. В основании ритмов обычно залегают тонкие прослои алевролита, которые выше по разрезу сменяются серовато-зелеными плитчатыми глинами и глинистыми доломитами. Верхняя, пестроцветная пачка (мощность 10—18 м) сложена красновато-бурыми и серовато-зелеными алевритистыми глинами с подчиненными прослоями мергеля и доломита. В породах присутствует переотложенный туфогенный материал. Из органических остатков в отложениях этого разреза обнаружены раковины пелеципод, чешуя рыб и миоспоры. Комплекс последних свидетельствует об их речицком возрасте и хорошо сопоставим с аналогичным комплексом Припятского прогиба.

В отличие от нормально-осадочного, вулканогенный и вулканогенно-осадочный типы разрезов речицких отложений имеют ограниченное распространение. Они приурочены только к вулканическим трубкам взрыва, установленным в пределах Жлобинской седловины. Из них вулканогенно-осадочный (жлобинский) тип разреза является наиболее полным и важным для понимания истории геологического развития исследуемой территории в речицкое время. Он связан с трубками взрыва, имеющими кальдеру, которая хорошо сохранилась, в основном, в пределах площади развития карбонатных пород саргаевско-семилукского возраста. Разрез состоит из трех толщ: нижней (вулканогенной), средней (вулканогенно-осадочной или толщи заполнения) и верхней (нормально-осадочной или толщи перекрытия) (см. рис. 5.26).

Нижняя или вулканогенная толща сложена ксенотуфобрекчиями и туфобрекчиями, реже автолитовыми брекчиями и относится к щелочно-ультраосновной формации. Площадь ее развития ограничивается размерами трубок в плане от первых сотен до 1000 м. Мощность этих образований постепенно увеличивается от нескольких десятков метров у стенки трубки по направлению к ее жерлу. Образование этой толщи происходило в раннеречицкое время. Об этом свидетельствует ряд фактов. Во-первых, наиболее молодыми по возрасту породами, залегающими в ненарушенном состоянии под вулканитами, являются отложения семилукского горизонта. Во-вторых, сама вулканогенная толща включает большое количество ксенолитов карбонатных пород, образовавшихся при обрушении кровли и стенок кратера. Среди них встречается значительное количество обломков светло-серых до белых известняков с фауной и миоспорами саргаевского и семилукского возраста, что свидетельствует об их переотложении уже после литификации. В-третьих, в кальдерах отложения, перекрывающие вулканиты, содержат типичный речицкий комплекс миоспор. Таким образом, проявление вулканической деятельности, являющейся пока самой ранней из известных в девоне на территории Беларуси, происходило на Жлобинской седловине в субаэральных условиях, установившихся здесь в начале позднефранского (речицкого) времени. Для Припятского прогиба этот рубеж характеризовался перестройкой тектонического режима от синеклизы к рифтовому грабену (Тектоника ..., 1976).

Перекрывающая вулканиты средняя толща, заполняющая сохранившиеся кальдеры трубок взрыва, имеет линзовидную форму залегания. В связи с этим ее мощность изменяется от 40 м в центре кальдеры до 10 м в ее краевых частях. Разрез толщи состоит из двух пачек. Нижняя, преимущественно алевролитовая пачка представлена переслаиванием алевролитов и песчаников с примесью туфогенного материала и включениями переотложенных туфобрекчий. Присутствуют редкие прослои плитчатых мергелей и глинистых доломитов с тонкими пропластками сланцеподобных глин. Мощность пачки изменяется от 5 до 15 м. Верхняя, глинисто-мергельная пачка, в отличие от нижней, характеризуется меньшим содержанием песчано-алевритового материала. В ее строении кроме глин и мергелей принимают участие прослои глинистых известняков, доломитов, переотложенной туфобрекчии. В верхней части пачки (мощность 3—6 м) наблюдается увеличение коричневатых оттенков прослоев керогенсодержащих глин, переходящих в горючие сланцы (Ажгиревич, Кручек, Левый и др., 1996), чередующихся с пропластками доломитов и водорослевых известняков. Мощность пачки 5—25 м. Из органических остатков в породах средней толщи обнаружены обломки рыб, обрывки водорослей и миоспоры палинозоны *Convolutispora crassitunicata* (Решения ..., 1983; Обуховская, 1988). В комплексе вместе с зональным видом встречаются *Archaeoperisaccus concinnus Naum.*, также *A. menneri Naum.*, *A. ovalis Naum.*, *A. mirandus Naum.*, *Cristatisporites trivialis (Naum) Obuch.*, *Geminospora rugosa (Naum.) Obuch.*, *Convolutispora aphenus Obuch.*, *C. subtilis Owens*, *Bulbosisporites gorodcensis Obuch.*, *Diducites radiatus (Kedo) Obuch.* Эколого-морфологический состав растительных микрофоссилий характеризуется небольшим видовым разнообразием спор, преобладанием родов *Geminospora*, *Ancyrospora*, *Hystricosporites*, *Archaeoperisaccus*, присутствием большого количества видов с сетчатой поверхностью экзины, макроспор и крупных фрагментов растительной ткани. Отмечается присутствие седиментационно переотложенных спор среднедевонского (полоцкого) возраста. Хорошая сохранность как инситных, так и переотложенных микрофитофоссилий свидетельствует о близких источниках поступления растительного материала. В отличие от субаэральных условий формирования нижней (вулканогенной) толщи, средняя часть разреза речицкого горизонта образовалась в субаквальной среде — кальдерных озерах. Ее стратиграфическим аналогом по палинологическим данным скорее всего будет нижняя часть наиболее полных разрезов речицких отложений морского генезиса на востоке Припятского прогиба (Вышемировская, Стреличевская, Надвинская и др. площади).

Залегающая выше верхняя толща для трубок взрыва является перекрывающей, мощность которой вследствие частичного размыва ее кровли колеблется от 16 до 39 м. Она формировалась, как и нормально-осадочный тип разреза, в условиях мелкого моря. Вследствие этого они имеют сходное строение, хотя и наблюдается небольшая разница в мощностях и литологическом составе отложений. В этой толще выделяются две пачки. Нижняя пачка сложена, в основном, мергельно-доломитовыми породами с отпечатками крупных рако-

вин пелеципод. Прослои глин, иногда сланцеподобных, имеют подчиненное значение. Мощность пачки 6—14 м. Ее стратиграфическим аналогом является, видимо, нижняя (сероцветная) пачка нормально-осадочного типа разреза исследуемой территории и, возможно, 3—4-метровый прослой "срединного" известняка речицкого горизонта восточной части Припятского прогиба (Голубцов, Пелипенко, Резник, 1975). Верхняя, глинисто-мергельная пачка представлена красно-бурыми, лиловыми и зеленовато-серыми глинами и мергелями, с прослоями алевролита, обогащенного переотложенным туфогенным материалом. Мощность пачки от 10 до 24 м. В ряде скважин она отсутствует вследствие размыва. Пачка хорошо выделяется и несомненно является стратиграфическим аналогом пестроцветной пачки нормально-осадочного (городокского) типа разреза. Это подтверждается и речицким комплексом спор, установленных в указанных пачках верхней толщи.

Вулканогенный (рогачевский) тип разреза представлен только образованиями, которые, как и одноименная толща вулканогенно-осадочного типа разреза, принадлежит одной щелочно-ультраосновной формации. Он приурочен к трубкам взрыва Жлобинской седловины, расположенным севернее контура распространения саргаевско-семилукских карбонатных пород. Такие диатремы находятся на площади развития, в основном, среднедевонских (полоцких) глинисто-песчаных отложений. Кальдеры в них отсутствуют, а перекрывающие морские отложения речицкой трансгрессии или были размыты в предюрское время, или не отлагались вовсе. Основанием считать эти образования одновозрастными является не только сходство их петрографической и минералого-петрохимической характеристики, а и принадлежность к единому Жлобинскому полю, в пределах которого доказаны проявления магматизма в раннеречицкое время.

На территории Оршанской впадины наличие отложений речицкого возраста проблематично, так как отсутствуют подтверждающие палеонтологические данные. Однако, условно к ним можно отнести маломощный пласт пород (до 3 м) глинисто-мергельного состава, залегающий в основании образований воронежского горизонта.

Воронежский горизонт. Образования его известны в пределах Припятского прогиба, Северо-Припятского плеча, Жлобинской седловины и Оршанской впадины. Представлен, в основном, глинисто-карбонатными отложениями, содержащими разнообразные остатки ископаемой фауны (брахиоподы, остракоды, кораллы, моллюски, конодонты и др.) и флоры (водоросли, миоспоры). Нижняя граница этого стратона проводится в основании пачки глинистых известняков с фауной воронежского возраста, залегающей преимущественно согласно на породах речицкого горизонта.

Наиболее широко отложения горизонта распространены в Припятском прогибе, где занимают значительно большую площадь, чем речицкие, и несколько меньшую, чем саргаевские и семилукские образования. Их мощность уменьшается от 120—140 м на востоке прогиба до 20 м и менее в его западных районах, вплоть до полного выклинивания. На этом общем фоне наблюдается значительная дифференциация мощностей на отдельных участках, что связано с активизацией тектонических движений формирующегося рифтового грабена. Воронежский горизонт подразделяется на стреличевские и птичские слои (см. рис. 5.27). По литологическим данным в наиболее полных и мощных разрезах горизонта востока Припятского прогиба выделяются три литологические пачки.

Нижняя пачка (мощность ее на Вышемировской площади равна 62 м) сложена глинистыми известняками и известняками, обычно массивными, с остатками брахиопод, пелеципод, остракод, криноидей, с примесью алевритового материала, на отдельных участках в различной степени доломитовыми; средняя (мощность 40—78 м) — глинистыми известняками и мергелями, обычно слоистыми, с песчаной примесью, текстурами придонного размыва неотвердевшего осадка; верхняя пачка (58 м на Ветхинской площади) — глинистыми известняками с прослоями мергелей.

В западной части Припятского прогиба, по мере сокращения общей мощности горизонта, его трехчленное деление становится менее отчетливым, а западнее Светлогорской, Давыдовской, Дудичской, Кустовницкой площадей все три пачки сливаются в единую. В северной части прогиба (северо-западнее рифейского Волыно-Оршанского разлома) разрезы этого горизонта характеризуются доломитовой минерализацией, юго-восточнее (центральная и южная зоны) — кальцитовой. В породах горизонта содержится в небольшом количестве примесь обломочного материала, на западе в верхней части разреза отмечены сульфатсодержащие породы (Махнач, Корзун и др., 1985).

Стреличевские слои (мощность до 70 м) выделяются в объеме нижней части горизонта, сложенной доломитами и известняками с прослоями мергелей. Нижняя их граница охарактеризована выше. В породах стратона встречаются остатки ископаемой фауны: брахиоподы *Productella cf. subaculeata (Murch.), "Atrypa" poljanica Ljasch., Spinatrypa tubaecostata (Paeck.), Theodossia cf. tanaica Nal., T. uchtensis Nal., Allanella krestovnikovi Ljasch., Adolfia siratchoica Ljasch.*; остракоды *Copelandites uralicus Rozhd., Amphissites irinae Gleb. et Zasp., Bicornellina cf. bolchovitinovae Eg., Marginia rozhdestvenskajae Dem., Furssenkella insolita Dem., Buregia bispinosa Zasp., Donellina grandis Eg., Famenella misera Zasp.*; фораминиферы *Parathurammina suleimanovi Lip., Archaeosphaera minima Sul., Bisphaera sp.,*

Vicinesphaera sp., Tikhinella sp., Paratikhinella sp., Hyperammina sp.; рыбы *Bothriolepis sp.*; конодонты *Palmatolepis gigas Miller et Young., P. subrecta Miller et Young., Prioniodina alata Hinde, Spathognathodus strigosus (Brans. et Mehl)* и флоры: водоросли *Rothpletzella straeleni (Lec.), Girvanella sp., Issinella devonica Reitl., Trochiliscus sp., Umbella bella Masl., U. bykova Reitl., U. sumsariensis Pojark., U. pugatchovensis Byk., Quasiumbella nana Reitl.* (Стратиграфические ..., 1978). Миоспоры представлены видами *Geminospora rugosa (Naum.) Obuch., G. aurita Archg., Trachytriletes minor Naum., Retusotriletes communis Naum. var. minor Naum., Archaeoperisaccus mirus Naum., A. concinnus Naum., Verrucosisporites grumosus (Naum.) Obuch., Hymenozonotriletes mancus Naum., Cristatisporites trivialis (Naum.) Obuch.*, характеризующими нижневоронежский комплекс (Обуховская, 1979, 1988), что соответствует верхней части палинозоны *Archaeoperisaccus ovalis — Verrucosisporites grumosus* и местной палинолоне *Diducites radiatus* (Avkhimovitch et al., 1993).

Птичские слои выделяются в объеме верхней части горизонта, включающей среднюю и верхнюю литологические пачки. Слои (15—55 м) сложены глинами, глинистыми известняками и доломитами с прослоями ангидритов. Нижняя их граница отчетливая и проводится в подошве пачки пород глинисто-мергельного состава. Органические остатки разнообразны. Они представлены брахиоподами *Theodossia tanaica Nal., T. ex gr. anossofi (Vern.)*; остракодами (слои с *Cavellina (Invisibila) braginskiensis*) *Cavellina (Invisibila) braginskiensis Pol., Bairdia arcus Dem., Famenella misera Zasp.*; кораллами *Aulopora sp.*, а также фораминиферами, моллюсками, конодонтами, кониконхиями, тентакулитами, водорослями и др. (Стратиграфические ..., 1978). Комплекс миоспор содержит следующие виды: *Geminospora aurita Archang., G. rugosa (Naum.) Obuch., Lophozonotriletes crassatus Naum., Verrucosisporites grumosus (Naum.) Obuch., Bulbosisporites bulbosus Obuch., Archaeoperisaccus menneri Naum., A. mirus Naum., Diducites radiatus (Kedo) Obuch., Membraboculisporis radiatus (Naum.) Archang., Kedoesporis evlanensis (Naum.) Obuch., K. infirmus (Naum.) Obuch.*, составляющий верхневоронежский комплекс (Обуховская, 1979, 1988), что соответствует верхней части палинозоны *Archaeoperisaccus ovalis — Verrucosisporites grumosus* (Avkhimovitch et al., 1993).

На Северо-Припятском плече мощность отложений воронежского горизонта, как и в Припятском прогибе, постепенно возрастает в восточном направлении от 47 м в районе Паричского карбонатного блока до 100—120 м и более на Хатецком блоке. Сложены они здесь, как и в северной части прогиба, в основном, карбонатными породами, содержащими воронежские комплексы фауны и миоспор (Голубцов, Кедо, Кручек и др., 1975; Кручек и др., 1996).

На территории Жлобинской седловины присутствие отложений воронежского горизонта установлено в зоне сочленения с Северо-Припятским плечом как в западных (Еленецкий блок), так и восточных (Уваровичская площадь) районах. На Еленецком блоке, входящем в состав Жлобинского поля развития диатрем, воронежские образования согласно перекрывают породы речицкого возраста и представлены сильно доломитизированными кавернозными известняками с реликтами фауны (см. рис. 5.26). Отложения мощностью более 30 м скорее всего соответствуют нижней части воронежского горизонта. Базальная часть разреза, несколько более глинистая, охарактеризована ранневоронежским комплексом миоспор. Конодонты, определенные в доломитизированных известняках Т.В. Стрельченко, представлены комплексом, в составе которого присутствуют руководящие формы *Polygnathus unicornis Mull. et Mull., P. churkini Sav. et Funai, P. aff. komi Kuzm. et Ovn., P. hassi Mull. et Mull.*, характерные для конодонтовой зоны *gigas*. (Кручек и др., 1996). По-видимому, отложения воронежского возраста присутствуют также в краевых частях трубок взрыва, где они представлены глинистыми карбонатными породами с раковинами брахиопод *Theodossia aff. tanaica Nal.* На Уваровичской площади развития диатрем, расположенной в восточной части зоны сочленения седловины и плеча, установлен вулканогенно-осадочный (уваровичский) тип разреза воронежского горизонта (мощность более 100 м). Здесь прорывающие мощную толщу воронежских карбонатных пород вулканогенные образования перекрываются карбонатно-глинистыми отложениями, содержащими поздневоронежский комплекс миоспор (Кручек, Обуховская, 1998).

На территории Оршанской впадины горизонт сложен разнофациальными отложениями, мощность которых изменяется от 5 до 22 м. Наиболее полный их разрез развит в Могилевско-Мстиславском районе (см. рис. 5.24). Здесь воронежские образования подразделяются на три пачки. Нижняя (мощность 5—7 м), согласно залегающая на условно выделенных породах речицкого горизонта, слагается известняками и доломитами (прослоями глинистыми) с воронежским комплексом миоспор. В строении средней пачки преобладают глины. Верхняя представлена доломитами с прослоями мергелей и песчано-алевритовых глин. Суммарная мощность образований средней и верхней пачек 9—16 м. В них также установлен воронежский комплекс миоспор. В пределах Витебско-Суражского района воронежские отложения (мощность от 5 до 8 м) представлены, в основном, глинами доломитовыми с прослоями алевролитов, реже глинистых доломитов. В одном из разрезов этой территории (скв. Якубовщина 16) Г.И. Кедо был установлен воронежский комплекс миоспор (Стратиграфические ..., 1978).

Евлановский горизонт. Отложения этого горизонта известны на территории Припятского прогиба, Северо-Припятского плеча и на востоке Оршанской впадины. Наиболее полно они представлены в первом регионе, где занимают, особенно в его западной части, значительно бóльшую площадь, чем воронежские. Эти образования включают в свой состав верхнюю часть подсолевого карбонатного комплекса и нижние три ритмопачки нижней соленосной толщи (Ерошина, Авхимович, 1979; Авхимович, Кручек, 1980) (см. рис. 5.27—5.29). Мощность образований горизонта колеблется в широких пределах: 300—400 м в разрезах с высоким содержанием каменной соли и первые десятки метров — в краевых несолевых разрезах. На востоке прогиба верхам евлановского горизонта соответствуют вулканомагматические образования нижней части васильевской свиты (Голубцов и др., 1973). Нижняя граница горизонта проводится в основании пачки карбонатно-глинистых пород с прослоями сульфатного и песчаного материала, содержащей евлановские комплексы миоспор и остракод. Возраст отложений евлановского горизонта устанавливается по брахиоподам, остракодам и миоспорам, данные изучения которых позволяют выделять в их составе образования кустовницких, анисимовских и склодинских слоев (Голубцов, Кедо, Авхимович и др., 1981; Решения ..., 1983).

Кустовницкие слои отвечают верхней части подсолевого карбонатного комплекса прогиба. Мощность их колеблется от 10—15 м на западе региона до 80—110 м на востоке. Литологически слои представляют собой толщу переслаивания мергелей, доломитов, глинистых доломитов, известняков, сульфатно-карбонатных пород, ангидритов, глин с прослоями алевролитов и песчаников, наиболее характерных для юга прогиба. Мощность слоев и пластов обычно 0,5—2 м. Слоистость линзовидная, плойчатая. Для верхней части разреза характерно присутствие пачки (0,5—2 м) ожелезненных, опесчаненных пород глинисто-карбонатного состава, выделяемой как "пестроцветный евлановский репер" (Урьев, Анпилогов, 1977). На востоке прогиба, где развиты наиболее полные разрезы кустовницких слоев, в отложениях присутствует вулканогенный материал, а местами в кровле наблюдается маломощный (до 5 м) прослой каменной соли. Для слоев характерны брахиоподы *Theodossia evlanensis Nal., Th. tanaica Nal.*; пелециподы *Avicula (Leptodesma) aviculoides (Vern.)*; фораминиферы *Archaeosphaera minima Sul., A. grandis Lip., Parathurammina ex gr. subvasta Byk., Irregularina sp., Vicinesphaera ex gr. scualida Andr., Tichinella sp., Paratikhinella sp., Hyperammina sp.*; остракоды *Knoxiella inexpressa Pol., K. konensis Eg., Evlanella incognita Eg., E. retchitsensis Dem., Narovlina numerosa Dem., Cavellina (Invisibila) braginskiensis Pol., C. (Inv.) distributa Dem., Bairdia quarziana Eg., Acratia evlanensis Eg., Famenella ? evlanensis Pol.*; рыбы *Dipterus sp., Bothriolepis sp., Glyptolepis sp.*; конодонты *Acodina sp., Angulodus sp., Hindeodella germana Holmes, H. brevis Brans. et Mehl, Polygnathus sp., Icriodus sp., Ligonodina falciformis Ulr. et Bassl., Lonchodina sp., Ozarcodina sp., Palmatolepis subperlobata Brans. et Mehl, Prioniodina prona (Huddle)*, а также водоросли *Rothpletzella straeleni (Lec.), Issinella devonica Reitl., Quasiumbella nana Reitl.* Среди миоспор преобладают типичные для нижней части евлановского горизонта формы *Kedoesporis evlanensis (Naum.) Obuch., K. imperfectus (Naum.), Diducites radiatus (Kedo) Obuch., Verrucosisporites evlanensis (Naum.)*, представители родов *Geminospora* и *Hystricosporites*, характерные для палинозоны *Verrucosisporites evlanensis — Kedoesporis imperfectus* (Стратиграфические ..., 1978; Обуховская, 1986, 1988).

Анисимовские слои выделяются в объеме I-ой ритмопачки нижней соленосной толщи (Девонские ..., 1982). Их мощность изменяется от 15—20 м на западе прогиба, до 100 м на востоке и юго-востоке региона. Разрез слоев начинается выдержанной пачкой несолевых пород (мощность 9—13 м), известной также под названием "базальной" пачки, представленной мергелями, глинистыми известняками, глинистыми доломитами с прослоями и гнездами ангидрита, на востоке прогиба с прослоями вулканогенных туфов и туффитов, в западной — с прослоями конгломерат-брекчиевых и оолитовых карбонатных образований. Выше залегает каменная соль с прослоями карбонатных, глинистых и туфогенных пород. Нижняя граница слоев проводится по смене карбонатных пород сульфатно-карбонатными. Иногда на этом уровне наблюдается прослой песчаника или конгломератобрекчии, а на западе региона фиксируется стратиграфическое и угловое несогласие (Ерошина, Высоцкий, 1975). Из органических остатков в отложениях слоев встречаются брахиоподы *Theodossia evlanensis Nal., Th. narovlensis Linn. in coll., Th. donensis Nal.* Особенно характерны для "базальной" пачки остракоды *Knoxiella inexpressa Pol., Kloedenellitina batalinae Eg., Evlanella incognita Eg., E. retchitsensis Dem., E. narovlensis Dem., Narovlina numerosa Dem., Cavellina (Invisibila) distributa Dem.* и водоросли *Trochiliscus (Eotrochiliscus) sexcostatus Prin., Sycidium paucisulcatum Prin.* Комплекс миоспор анисимовских слоев характеризуется унаследованным видовым составом и отличается от миоспоровых ассоциаций кустовницких слоев значительно бóльшим количеством представителей рода *Stenozonotriletes*, а также видов *Verrucosisporites evlanensis (Naum.), Kedoesporites imperfectus (Naum.), Diaphanospora platyrugosa (Naum.), Diducites hopericus (Naz.)*. Указанная ассоциация отвечает верхней части палинозоны *Verrucosisporites evlanensis — Kedoesporis imperfectus* (Стратиграфические ..., 1978; Обуховская, 1988).

Сколодинские слои завершают разрез евлановского горизонта, соответствуют объему II-ой и III-ей ритмопачек нижней соленосной толщи (Девонские ..., 1982). Их нижняя граница проводится в основании пачки пород (репер "Б"), сложенной мергелями и глинистыми доломитами с редкими прослоями ангидрита и примесью вулканогенного материала. Эта граница также хорошо фиксируется и по смене миоспоровых комплексов. Представлены сколодинские слои каменной солью с прослоями мергелей, глин и доломитов, в разной степени ангидритизированных. Пласты каменной соли имеют наибольшее развитие в южном и юго-восточном районах прогиба, в западном и северном направлениях они выклиниваются. В краевых частях региона слои частично или полностью представлены негалитовыми породами: сульфатно-терригенный тип разреза в нижней прибортовой зоне, сульфатно-терригенно-карбонатный на западе, вулканогенный (эффузивные и пирокластические породы нижней вулканогенной толщи или васильевской свиты) на северо-востоке. В связи с этим изменяется и мощность сколодинских слоев от 200 м на востоке прогиба до 15—20 м в западных районах. Возраст отложений стратона определяется по миоспорам и остракодам. Здесь встречаются редкие брахиоподы *Theodossia narovlensis Linn. in coll.* и остракоды *Evlanella incognita Eg., Cavellina (Invisibila) braginskiensis Pol., C. (Inv.) distributa Dem.* Слои охарактеризованы комплексом миоспор палинозоны *Auroraspora speciosa — Cristatisporites deliquescens* (Обуховская, 1986, 1988).

За пределами Припятского прогиба евлановские отложения присутствуют на Северо-Припятском плече и на территории Оршанской впадины. В первом регионе они имеют сходное строение с разрезами прогиба (Голубцов, Кедо, Кручек и др., 1975), что позволяет выделять здесь по палеонтологическим данным сульфатно-карбонатные образования кустовницких, анисимовских и сколодинских слоев. Наиболее полный разрез евлановского горизонта (мощность более 130 м) присутствует в южных районах плеча, где на небольшой площади (Хатецкий блок) имеет развитие наряду с сульфатно-карбонатным и соленосный тип разреза. В северном и западном направлениях галитовые породы из разреза горизонта выклиниваются, вследствие чего мощность его отложений сокращается до 80 м. В зоне сочленения Северо-Припятского плеча и Жлобинской седловины мощность горизонта уменьшается до 50 м за счет эрозионного среза пород его верхней части. В восточных районах плеча наряду с нормально-осадочными отложениями имеют развитие и вулканогенно-осадочные образования евлановского возраста (Кручек, Обуховская, 1997, 1998).

В пределах Оршанской впадины евлановские отложения присутствуют лишь в Мстиславльском районе (см. рис. 5.24). Мощность их от 12 до 26 м. В составе горизонта выделяются две части. Нижняя из них слагается доломитами оолитово-сгустковыми и глинистыми с прослоями мергелей, реже глин, с песчаным материалом в виде линз и тонких прослоев в основании разреза. Указанные породы содержат миоспоры палинозоны *Verrucosisporites evlanensis — Kedoesporis imperfectus*, характерные для кустовницко-анисимовских слоев. Верхняя часть горизонта отличается более глинистым составом. Она сложена преимущественно глинистыми доломитами с прослоями глин доломитовых и песчано-алевритовых. Возраст пород определяется по миоспорам палинозоны *Cristatisporites deliquecens — Auroraspora speciosa*, соответствующей сколодинским слоям евлановского горизонта.

Чернинский (ливенский) горизонт. Отложения горизонта распространены, главным образом, в Припятском прогибе, известны на Северо-Припятском плече, а также предполагается их присутствие на юго-востоке Оршанской впадины. Наиболее широко и полно они развиты в прогибе, где представлены различными типами разреза (см. рис. 5.28—5.29). На большей части региона присутствует соленосный тип разреза, включающий IV—VII ритмопачки нижней соленосной толщи (Ерошина, Авхимович, 1979; Авхимович, Кручек, 1980). Здесь нижняя граница горизонта проводится по подошве IV ритмопачки, на уровне которой наблюдается четкая смена комплексов миоспор. Указанный тип разреза горизонта сложен ритмичным чередованием пачек солевых и несолевых пород (Девонские ..., 1982). Несолевые пачки (мощность от 2—7 до 60 м) представлены карбонатными глинами, мергелями, ангидритами с прослоями глинистых доломитов, сульфатно-карбонатных пород, реже оолитовых и строматолитовых известняков, песчаников и алевролитов. На востоке региона в отложениях (репер "Д") наряду с карбонатно-глинистыми породами отмечается широкое присутствие вулканогенного материала. Солевые пачки (мощность до 40—65 м) сложены каменной солью с редкими пластами калийных солей. Местами в центральных (Свободская, Прудковская, Каменская площади) и северных (Северо-Давыдовская и др. площади) районах прогиба солевые пачки в верхней части разреза чернинских отложений отсутствуют. Общая мощность отложений чернинского горизонта соленосного типа изменяется от 60 м на западе прогиба до 360 м на юго-востоке региона.

В северо-западной части Припятского прогиба развит сульфатно-терригенно-карбонатный тип разреза горизонта. Он сложен доломитами с частыми прослоями мергелей, глин и ангидритов, реже песчаников и алевролитов. Мощность отложений этого типа разреза в пределах 20—40 м. На юго-западе прогиба присутствует глинисто-терригенный тип разреза горизонта. В его строении преобладают глины и песчаники. Мощность

29. Зак. 5046

его отложений от 60 до 140 м. В северо-восточной части прогиба вскрыт вулканогенный тип разреза горизонта (см. рис. 5.30), сответствующий, видимо, бóльшей средней части нижней вулканогенной толщи (васильевской свиты). Мощность вулканомагматических образований васильевской свиты составляет 172—369 м (Корзун, Махнач, 1977).

Возраст отложений чернинского (ливенского) горизонта определяется по миоспорам палинозоны *Grandispora subsuta* с развитием видов узкого стратиграфического распространения *Grandispora subsuta (Naz.), Cymbosporites eximius (Obuch.), Spelaeotriletes microgranosus (Kedo)* и других (Стратиграфические ..., 1978; Обуховская, 1986, 1988).

На Северо-Припятском плече, как и в Припятском прогибе, чернинский горизонт представлен разнофациальными отложениями. В западных и северных районах региона развит сульфатно-глинисто-мергельный тип разреза горизонта (мощность до 70 м), в южной части (Хатецкий блок) — соленосный (мощность до 110 м), на востоке плеча (Гомельская структурная перемычка) — вулканогенный (мощность более 100 м) (Голубцов, Кедо, Кручек и др., 1975; Кручек, Обуховская, 1998). Возраст отложений обосновывается данными изучения миоспор, которые соответствуют палинозоне *Grandispora subsuta* ливенского возраста (Кручек и др., 1997).

На территории Оршанской впадины отложения горизонта развиты на ограниченной территории в районе г. Мстиславля, где их мощность немногим превышает 10 м (см. рис. 5.24). Разрез сложен, в основном, доломитами глинистыми с линзовидными пропластками и прослойками песчанисто-алевритовой глины, содержащей миоспоры ливенского возраста.

Домановичский горизонт. Отложения горизонта известны в пределах Припятского прогиба и Северо-Припятского плеча. Этими образованиями завершается разрез франского яруса (Стратиграфический ..., 1991). В литологическом плане они представляют маломощную (5—60 м) переходную пачку пород от нижней соленосной толщи к межсолевой. Она соответствует также VIII ритмопачке нижней соленосной толщи Д.М. Ерошиной (Ерошина, Некрята, 1976; Ерошина, Авхимович, 1979; Авхимович, Кручек, 1980). Пачка выделена в качестве самостоятельной стратиграфической единицы по результатам изучения миоспоровых комплексов и остракод, которые являются главными при определении как нижней, так и верхней границы горизонта (Обуховская, 1988; Обуховская и др., 1992).

Наиболее изучен разрез домановичского горизонта в Припятском прогибе. Литологический состав и мощности его отложений здесь резко изменчивы, что создает трудности при выделении и корреляции этих образований. Установлено несколько типов разреза домановичского горизонта (Ерошина, Некрята, 1976; Обуховская и др., 1992). Первый — соленосный тип разреза (мощность отложений от 28 до 57) выделяется в центральной зоне прогиба. Представлен глинами, мергелями, глинистыми известняками и доломитами с прослоями каменной соли. Мощность пластов каменной соли достигает 10 м. В краевых частях зоны они замещаются ангидритом. Второй — глинисто-сульфатно-карбонатный тип разреза (мощность от 12 до 25 м) характерен для зоны, окаймляющей с севера, запада и юга центральную часть прогиба. Сложен частым переслаиванием мергелей, глинистых известняков, доломитов, глинисто-сульфатных и сульфатно-карбонатных пород с прослоями ангидритов. Третий — сульфатно-карбонатный тип разреза (мощность от 5 до 20 м) развит, в основном, в северной и северо-западной частях прогиба. Состоит из частого переслаивания глинистых известняков, доломитов, сульфатно-глинистых пород, маломощных прослоев мергелей и ангидритов. Четвертый — вулканогенный тип разреза присутствует в северо-восточной части Припятского прогиба, где ему соответствует верхняя часть отложений васильевской свиты (Голубцов, Кручек, Корзун и др., 1973) или нижней вулканогенной толщи (Махнач, Корзун и др., 1985) (см. рис. 5.30). В юго-западной части прогиба в Туровской депрессии отложения домановичского горизонта не установлены.

Органические остатки горизонта представлены остракодами, пелециподами, рыбами, водорослями и миоспорами. Для остракодовой ассоциации (слои с *Securis peculiaris*) характерно присутствие *Knoxiella turovensis Dem., Serenida sulcata Dem., Evlanella cf. incognita Eg., Buregia krestovnikovi Pol., Cavellina (Invisibila) distributa Dem., Famenella narovljanskaja Pol., Securis peculiaris Dem.* Для комплекса характерны виды как унаследованные из типично франских отложений, так и виды, впервые появляющиеся на данном уровне и продолжающие свое развитие уже в фаменском веке. По палинологическим данным домановичский горизонт соответствует палинозоне *Corbulispora vimineus* (Некрята, 1979; Обуховская, 1986, 1988). Нижняя граница зоны является одним из наиболее четких палинологических рубежей, к которому приурочена резкая смена состава миоспор, выразившаяся в исчезновении видов, наиболее типичных для франского яруса, и появлении видов, продолжающих свое существование в более молодых фаменских отложениях. На этом основании предлагается (Обуховская и др., 1992; Avkhimovitch et al., 1993), с чем видимо следует согласиться, домановичский горизонт, в отличие от принятой схемы стратиграфии девонских отложений территории Беларуси (Решения ..., 1983; Решение ..., 1990), относить к фаменскому ярусу.

На территории Северо-Припятского плеча отложения домановичского горизонта (мощность до 5 м) представлены, в основном, глинами алевритистыми,

сульфатизированными, с глиптоморфозами по кристаллам галита на плоскостях наслоения. Наблюдаются тонкие пропластки глинистого известняка. Породы содержат типичный комплекс миоспор палинозоны *Corbulispora vimineus* (Кручек и др., 1997). На территории Оршанской впадины аналоги домановичского горизонта не установлены.

Фаменский ярус

Отложения фаменского яруса на территории Беларуси распространены, главным образом, в Припятском прогибе, где они представлены в полном стратиграфическом объеме. Для них характерны большая мощность (до 2—3 тыс. м и более), значительные фациальные изменения, резкие колебания мощностей. В составе яруса по литологическим данным выделены литологические комплексы пород: межсолевой, верхний соленосный и надсолевой. Границы между этими комплексами литологические, а не стратиграфические (Махнач, Шевченко, Курочка, 1966). Согласно палеонтологическим данным (в основном миоспоры, в меньшей степени брахиоподы, остракоды, конодонты и другие группы фауны) (Решение ..., 1990), фаменский ярус подразделен на три подъяруса: нижне-, средне- и верхнефаменский, в составе которых выделены горизонты и слои (см. табл. 5.7).

Нижнефаменский подъярус

Нижнефаменские отложения распространены в Припятском прогибе, на Северо-Припятском плече, на ограниченной территории восточной части Оршанской впадины. Залегают они на глинисто-карбонатно-сульфатных образованиях домановичского горизонта, перекрываются галитовыми отложениями лебедянского горизонта, составляющими нижнюю часть верхней соленосной толщи. Мощность подъяруса колеблется в широких пределах: от полного отсутствия в сводах ряда структур вдоль зон разломов до 800—1000 м в наиболее погруженных участках прогиба. В составе нижнефаменского подъяруса, включающего, в основном, образования межсолевой толщи, по палеонтологическим данным выделяются задонский, елецкий и петриковский горизонты (Решения ..., 1983; Решение ..., 1990) (см. рис. 5.30; рис. 5.31). Учитывая разнофациальность межсолевых отложений, на территории прогиба выделено пять основных литолого-фациальных зон: южная — карбонатно-глинисто-алеврито-песчаная, центральная — глинисто-мергельная, северная — известняковая, юго-западная — песчано-мергельно-известняковая и восточная — мергельно-известняково-вулканогенная (Девонская ..., 1981).

Задонский горизонт. Отложения этого горизонта распространены практически по всему Припятскому прогибу, за исключением зон, вытянутых вдоль широтных разломов, а также присутствуют на Северо-Припятском плече и местами на территории Оршанской впадины. Мощности отложений горизонта в прогибе изменяются в пределах: от полного отсутствия в сводах ряда структур и приразломных зонах до 600 м и более на юге региона. Для образований горизонта характерна большая фациальная изменчивость. На севере и западе прогиба развит карбонатный тип разреза, сложенный известняками и доломитами, часто рифогенными, с прослоями мергелей, аргиллитов, ангидритов; в центральной части и на востоке — карбонатно-глинистый (глинистые известняки, мергели, аргиллиты, с прослоями доломитов, алевролитов и ангидритов); на юге — терригенно-карбонатный (глинистые и глинисто-карбонатные породы с многочисленными прослоями песчаников и алевролитов). Часто встречаются брахиоподы, остракоды, конодонты, фораминиферы, пелециподы, миоспоры и др., по которым и определен возраст отложений. В составе горизонта выделены слои: кузьмичевские, играевские и вишанские (Решения ..., 1983; Решение ..., 1990). Имеется и другая точка зрения (Стратиграфия ..., 1995), согласно которой предлагается играевские слои именовать топежскими, а нижнюю часть вишанских слоев выделять в качестве тремлянских.

Кузьмичевские слои соответствуют нижней части (в объеме I-ой и большей части II-ой литологических пачек) межсолевой толщи Припятского прогиба (Стратиграфический ..., 1991). Они относятся к задонскому горизонту условно, так как установлено, что в стратотипе горизонта на Центральном девонском поле их аналоги отсутствуют (Девонская ..., 1981; Стратиграфия ..., 1995). В связи с этим целесообразнее включить отложения кузьмичевских слоев в состав домановичского горизонта, придав ему статус переходного стратиграфического подразделения между франским и фаменским ярусами, и с его образований начинать фаменский ярус Припятского прогиба (Обуховская, 1988; Обуховская и др., 1992).

Литологический состав пород кузьмичевских слоев неоднороден. Они делятся на две пачки. Нижняя представлена тонким переслаиванием светло-серых известняков, темно-серых мергелей и глин, с прослойками (0,5—3 см) известняков, переполненных остатками червей и харовых водорослей, являющихся хорошими палеонтологическими маркерами. В южной и западной частях прогиба присутствуют прослои песчаного и алевритового материала, на севере региона породы часто доломитизированы. Верхняя пачка представлена, в основном, толстоплитчатыми известняками, в различной степени доломитизированными и глинистыми, с прослоями мергелей и глин. В юго-западных и южных районах прогиба отмечаются прослои песчаников и алевролитов. В целом, мощность отложений слоев изменяется от 20—30 м на севере и северо-западе, 50—60 в централь-

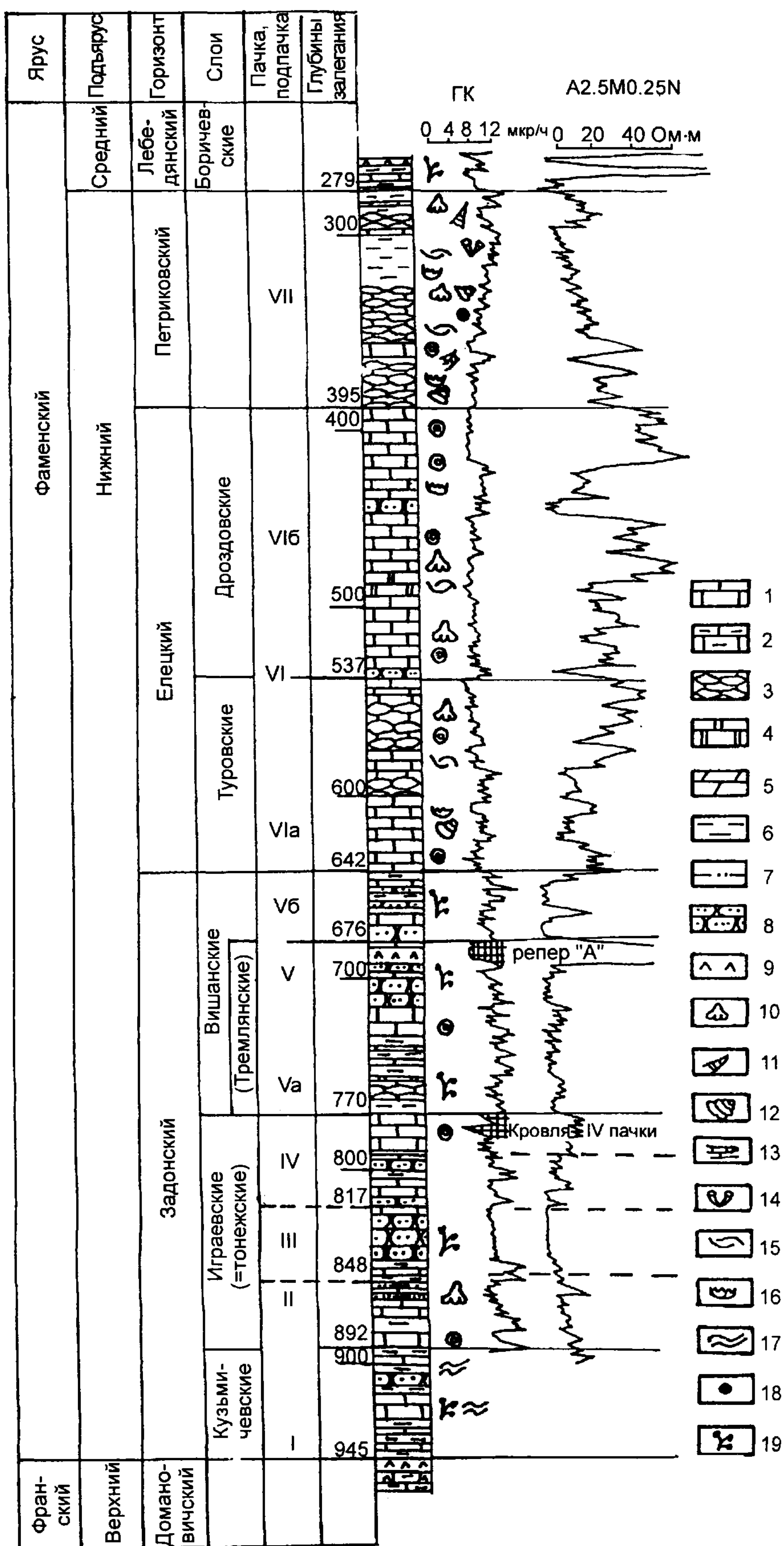


Рис. 5.31. Типовой разрез нижнефаменских (межсолевых) отложений в скв. Петриков 469. Составил С.А. Кручек с использованием палеонтологических материалов В.И. Пушкина и др., 1990.

Типы пород: 1 — известняк, 2 — известняк глинистый, 3 — известняк желваковидный, 4 — доломит, 5 — мергель, 6 — глина, 7 — алевролит, 8 — песчаник, 9 — ангидрит. Биофациальные элементы: 10 — брахиоподы, 11 — бактритоидеи, 12 — гастроподы, 13 — строматопораты, 14 — мшанки, 15 — остракоды, 16 — конодонты, 17 — строматолиты водорослей, 18 — онколиты водорослей, 19 — растительные остатки.

ной части прогиба и до 70 м на юге. Из органических остатков в них встречаются остракоды, черви, харовые водоросли, миоспоры; в верхней части разреза отмечены фораминиферы *Parathurammina suleimanovi var. stellata Lip.*, конодонты *Icriodus iowaensis Young. et Peter.* и *Polygnathus brevilaminus Brans. et Mehl* и редкие брахиоподы (Стратиграфия ..., 1995; Kruchek, Strelchenko, 1998). Возраст устанавливается по остракодам (слои с *Belorussina tchizhovae*) *Belorussina tchizhovae Dem., Knoxiella turovensis Dem., Serenida polenovae Rozhd., Cavellina (Invisibila) distributa Dem., Famenella narovljanskaja Pol., Cryptophyllus sp.* (Обуховская и др., 1992) и миоспорам — нижняя часть палинозоны *Geminospora notata microspinosa — Geminospora vasjamica* (Стратиграфия ..., 1995).

Отложения кузьмичевских слоев присутствуют и в разрезах нижнего фамена Северо-Припятского плеча. Здесь их мощность достигает 30 м и они представлены толщей переслаивания глин, мергелей и известняков, в различной степени доломитизированных, пористых и кавернозных. В породах слоев обнаружены остракоды, серпулы и миоспоры. Возраст отложений устанавливается по миоспорам (Некрята и др., 1981; Кручек и др., 1997). На территории Оршанской впадины образования кузьмичевских слоев отсутствуют. Нет их и в стратотипе задонского горизонта Центрального девонского поля (Кручек, 1979).

Играевские (тонежские) слои выделяются в объеме верхней части II, III и IV литологических пачек межсолевой толщи Припятского прогиба (Кручек, Некрята, 1983). Нижняя граница стратона проводится по подошве пачки известняка, в которой появляются брахиоподы, типичные для задонского горизонта Центрального девонского поля. Слои характеризуются ритмичным строением и значительной фациальной изменчивостью отложений, что и обусловило наличие различных типов разреза. В северных и западных районах прогиба в их составе преобладают известняки и доломиты, с прослоями мергелей, алевролитов, песчаников, реже ангидритов (карбонатный тип разреза). Среди известняков значительное развитие имеют водорослевые (онколитовые и строматолито-онколитовые) и водорослево-брахиоподовые разности, образующие местами банки, биостромы, биогермы (карбонатно-рифогенный тип) (Махнач, Москвич, Кручек и др., 1984). В центральной части прогиба развиты преимущественно глинистые известняки, мергели и глины, иногда с прослоями алевролитов и реже сульфатных пород (глинисто-карбонатный тип). В южной части региона резко возрастает роль песчаников и алевролитов, достигающих большой мощности (терригенно-карбонатный и терригенный типы). На юго-западе (Туровская депрессия) развит терригенно-карбонатный тип разреза с прослоями водорослевых известняков (Кручек, 1979; Девонская ..., 1981). Различаются и мощности этих отложений. На большей части прогиба они колеблются в пределах от 30 до 100 м, достигая 150—200 м в зонах приразломных опусканий. Органические остатки многочисленны и разнообразны. Возраст устанавливается по комплексам брахиопод *Sinotectirostrum furssenkoi (Linn.), Iloerhynchus tichomirovi (Ljasch.), Sphaeridiorhynechus kuzmichiensis Sart., Pushk. et Kotl., Paromoepygma cf. koscharica (Nal.), Praewaagenoconcha oreliana (Moell.), Productella rotunda Pushk., Ardiviscus haidovense Pushk., Athyris cf. angelica Hall, Cyrtospirifer cf. asiaticus Brice, C. aff. zadonicus Ljasch.*; остракод (слои с *Aparchites ? nimius — Serenida zadonica*) *Aparchites ? nimius Tschig., Ochesaarina ? demidenkoae Tschig., O. inexplorata Tschig., Marginia rauseri Tschig., Serenida fundata Tschig., S. zadonica Pol., Buregia zadonica Pol., Bairdia quarziana Eg., Acratia elezkaja Shischk., A. granuliformis Dem., A. evlanensis Eg., Famenella inconditis Pol., Rectella fameniensis Zasp.*; конодонтов зоны *Palmatolepis triangularis*, включающих виды: *P. triangularis Sann., P. aff. crepida Sann., Icriodus ex gr. iowaensis Young. et Peter.*, и миоспор средней части палинозоны *Geminospora notata microspinosa — Geminospora vasjamica* (Решения ..., 1983; Стратиграфия ..., 1995; Kruchek, Strelchenko, 1998). Из других органических остатков в отложениях играевских слоев присутствуют также фораминиферы *Parathurammina suleimanov Lip., P. suleimanovi var. stellata Lip., Irregularina bivida M.-Greb., Rauserina notata Antr. f. minima M.-Greb., Paracaligella regularia M.-Greb., Vicinesphaera angulata Antr.*; мшанки *Schulgina massalis Pushk., S. numerosa Pushk.*; цефалоподы *Tornoceras simplex (Buch)*; пелециподы *Nucula krachtae Roem., Avicula (Leptodesma) aviculoides (Vern.)*; водоросли *Girvanella problematica Nich. et Ether., Rothpletzella straeleni (Lec.), Parachaetetes (Tomilithon) polessicus Antip., P. borovskensis Antip., Umbella bykova var. grandis Reitl.* (Антипенко, 1984, 1998; Решение ..., 1990).

В пределах Северо-Припятского плеча, как и в северных районах Припятского прогиба, развит карбонатный тип разреза играевских отложений. Мощность их изменяется от 180 м в южных частях региона (Хатецкий блок) до 40 м в северных и северо-западных районах, где значительная их часть отсутствует вследствие размыва. Возраст вскрытых здесь играевских отложений обосновывается данными изучения остатков фауны и миоспор (Голубцов, Кедо, Линник и др., 1975; Некрята и др., 1981; Кручек и др., 1997).

На территории Оршанской впадины нижнефаменские отложения (мощность до 10 м) скорее всего являются аналогами играевских слоев задонского горизонта, вскрыты только на небольшом участке в Мстиславльском районе. Здесь они идентичны разрезам задонского горизонта западных районов Московской синеклизы (Родионова и др., 1995), сложены доломитами с

прослоями алевролита в нижней части разреза и мергеля доломитового в верхней. Более молодые образования фаменского яруса на территории Оршанской впадины отсутствуют.

Вишанские слои завершают разрез задонского горизонта Припятского прогиба (Решения ..., 1983; Решение ..., 1990; Стратиграфический ..., 1991). Выделены они в объеме V литологической пачки межсолевой толщи, по подошве которой и проводится нижняя граница слоев (Девонская ..., 1981; Кручек, Некрята, 1983). На этом уровне отмечается локальный перерыв в осадконакоплении, так как кровля залегающих ниже образований IV литологической пачки играевских слоев местами характеризуется выщелоченностью и кавернозностью пород (Кусов, 1983, 1984). Иногда, особенно в южной и центральной частях прогиба на этой границе присутствуют ангидрит и прослой каменной соли (Кручек, 1975; Высоцкий и др., 1977). Общая мощность отложений вишанских слоев от 20—50 до 100—200 м и более. По литологическим и палеонтологическим признакам они подразделяются на две пачки: нижнюю (Va), выделенную как тремлянские слои, и верхнюю (Vб), отнесенную к вишанским слоям в узком понимании (Стратиграфия ..., 1995).

Нижняя пачка (*тремлянские слои*) сложена известняками (органогенными и глинистыми), доломитами, мергелями и глинами с прослоями песчаников и алевролитов. Завершается разрез пачки пластом ангидрита мощностью от 0,5—1 до 10—15 м. Это региональный репер "А" (Кручек, 1975, 1979). Местами в южных районах прогиба на этом уровне присутствует пачка каменной соли (более 10 м). Отложения пачки по площади претерпевают литологические и фациальные изменения. В северных и северо-восточных районах прогиба преобладает карбонатный тип разреза. Местами встречаются пласты водорослевых и брахиоподово-водорослевых известняков (карбонатно-рифогенный тип), образующих небольшие органогенные постройки и банки (Махнач, Москвич и др., 1984). В центральной части региона господствуют глинисто-карбонатные отложения: породы темноцветные, обогащенные органическим веществом, с остатками планктонных организмов. В южных и юго-западных районах развит терригенно-карбонатный и терригенный типы разреза, иногда содержащие прослои водорослевых известняков. Мощность образований пачки от 20 до 60 м, иногда возрастает до 100 м и более, местами такие отложения отсутствуют вовсе. Органические остатки, представленные раковинами фауны, приурочены, в основном, к нижней части пачки, в то время как для верхней ее части характерны преимущественно миоспоры. Возраст низов пачки устанавливается по брахиоподам *Ardiviscus cf. naidovense Pushk., Sphaeridiorhynchys kuzmichiensis Sart., Pushk. et Kotl., Sinotectirostrum furssenkoi (Linn.), Cyrtospirifer cf. asiaticus Brice, C. aff. zadonicus Ljasch., Crinisarina sp. nov.* и остракодам (слои с *Kozlowskiella kedoae) Phlyctiscapha pellax (Zan.), Ochescapha incognita Tschig., Zaninella expressa Tschig., Honorites bicornutus (Dem.), Kozlowskiella (Ilativella) kedoae Tschig., Selebratina dentata Pol., Bicornellina aff. tenius Zasp., Semilukiella kosharica Zan., Serenida sulcata Dem., Buregia zadonica Pol., Cavellina (Invisibila) distributa Dem., Bairdia perangusta Pol., B. tishkovkensis Dem., B. samoilovae Dem., Acratia porrecta Dem.* Эти данные являются определяющими для выделения вишанских слоев в целом (Решения ..., 1983; Решение ..., 1990; Стратиграфический ..., 1991). Однако более углубленное изучение брахиопод (Пушкин, 1990) позволило сделать вывод, что указанный выше комплекс отсутствует в отложениях задонского горизонта Центрального девонского поля и поэтому является основанием для выделения данной части разреза вишанских слоев в качестве самостоятельного подразделения — тремлянских слоев (Стратиграфия ..., 1995). Кроме того, здесь присутствуют фораминиферы *Parathurammina devonica Viss., P. ex gr. magna Antr., Irregularina lobata Reitl., Rauserina notata Antr., Calcisphaera transiporanta Reitl., Eotuberitina praecipia Tchuv.*; пелециподы Avicula (*Leptodesma) aviculoides (Vern.)*; редкие конодонты зоны *Palmatolepis crepida* (Kruchek, Strelchenko, 1998), а также водоросли, комплекс которых близок к приведенному при характеристике играевских слоев. Что касается миоспор, то их состав различается в нижней и верхней частях пачки. В отложениях нижней части, по уточненным данным палинологов (Пушкин, Демиденко, Некрята и др., 1990), присутствует ассоциация миоспор палинозоны *Geminospora notata microspinosa — G. vasjamica,* унаследованная от подстилающих играевских (тонежских) слоев. Что касается верхней части пачки, залегающей под ангидритовым репером "А", то здесь уже распространены виды следующей палинозоны *Convolutispora zadonica* (Некрята, 1979; Avkhimovitch et al., 1993).

Верхняя пачка (*вишанские слои*, по В.И. Пушкину) (Стратиграфия ..., 1995) залегает между ангидритовым репером "А" и подошвой туровских слоев елецкого горизонта. Сложена преимущественно толщей переслаивания известняков и мергелей в северных и восточных районах прогиба; мергелей и глин с прослоями известняков в центральной зоне региона; песчаников, мергелей и глин в южных районах; известняков и мергелей с прослоями песчаников в западной части. Мощность отложений пачки от 10 до 50 м, местами в прибортовых зонах увеличивается до 80—100 м. Органические остатки слабо изучены. Представлены редкими раковинами брахиопод *Cyrtospirifer cf. asiaticus Brice, Crinisarina sp., Ardiviscus cf. naidovense Pushk., Sinotectirostrum cf. furssenkoi (Linn.)*, остракод, гастропод, червей, пелеципод, конодонтов зоны *Palmatolepis*

crepida, которые присутствуют в верхней части пачки; в нижней части встречены строматолиты, реже онколиты сине-зеленых водорослей. Возраст пачки определяется по миоспорам, которые относятся к палинозоне *Convolutispora zadonica.* В стратотипе задонского горизонта Центрального девонского поля аналоги этой части вишанских слоев Припятского прогиба отсутствуют (Кручек, 1979; Девонская ..., 1981; Стратиграфия ..., 1995).

Кроме Припятского прогиба, аналоги вишанских слоев присутствуют в пределах значительной части центральных и юго-восточных районов Северо-Припятского плеча. Здесь они представлены толщей мергелей, хемогенных и органогенных известняков. Среди последних выделяются водорослевые разности. Мощность отложений от 80 до 150 м. Их возраст определяется по находкам транзитных видов брахиопод *Sinotectirostrum cf. furssenkoi (Linn.),* остракод (слои с *Kozlowskiella (Ilativella) kedoae*) и миоспор палинозоны *Convolutispora zadonica* (Некрята и др., 1981; Кручек и др., 1997). На территории Оршанской впадины отложения вишанских слоев задонского горизонта отсутствуют.

Елецкий горизонт. Отложения горизонта развиты, в основном, в Припятском прогибе и имеют меньшее площадное распространение, чем задонские. В западной, местами северной частях прогиба, а также на Северо-Припятском плече они полностью или частично размыты. Несколько чаще, чем задонские, елецкие образования отсутствуют в сводах отдельных структур в зонах поднятий. Мощность этих отложений изменяется от полного отсутствия на периферии прогиба и в сводах структур до 600—700 м на востоке региона, где развита мощная вулканогенно-осадочная толща (Корзун, Махнач, 1977) или шарпиловская свита (Голубцов и др., 1973) (см. рис. 5.30). Строение горизонта в литофациальном плане еще более сложное, чем задонского. В северной и западной частях прогиба (карбонатный тип разреза) он сложен доломитами, доломитовыми известняками, мергелями с прослоями аргиллитов; на севере в прибортовых частях прогиба (карбонатно-рифогенный тип) — известняками водорослевыми и брахиоподово-водорослевыми, образующими местами органогенные постройки (биостромы и биогермы) (Махнач, Москвич, Кручек и др., 1984). Этот же тип разреза (карбонатно-рифогенный) обрамляет депрессионные фации центральной и южной частей прогиба с запада. В центральной части прогиба и в юго-восточных районах северной зоны (карбонатно-глинистый тип) преобладают доломитовые мергели, мергели, глинистые доломиты с прослоями аргиллитов и известняков. Это доманиковый тип фаций с присущими ему своеобразными особенностями — серая и темно-серая окраска пород, тонкая микро- и макрослоистость, плойчатость, окремнение, комплекс планктонных организмов (пелагические остракоды и пелециподы, радиолярии, спикулы кремневых губок и др.). В южной и юго-западной частях (карбонатно-терригенный тип) горизонт сложен доломитовыми мергелями, доломитами, аргиллитами с прослоями известняков, песчаников, алевролитов. Песчаники этой части разреза относятся к отложениям типа баров и авандельт палеорек. На северо-востоке прогиба (вулканогенный тип) преобладают эффузивные, пирокластические, субвулканические, жерловые образования ультраосновного, щелочно-ультраосновного, щелочно-базальтоидного и среднего состава. Практически на всей территории Припятского прогиба в елецком горизонте встречены тонкие прослои измененных вулканических туфов и туффитов, а также рассеянный в других типах пород пирокластический материал. В отложениях горизонта содержится много органических остатков (брахиопод, остракод, пелеципод, гониатитов, радиолярий, мшанок, конодонтов, онколитов и строматолитов водорослей и др.). Нижняя граница проводится по смене задонских комплексов этих групп фауны и особенно миоспор елецкими. К этой границе приурочены: появление массивных известняков, местами перерыв в осадконакоплении, начало активной вулканической деятельности в прогибе, смена кальцитовой минерализации доломитовой, появление в породах многочисленных радиолярий, спикул губок и лейосфер. Эта граница в большинстве разрезов достаточно четкая. По литологическим и палеонтологическим данным в составе горизонта выделяются туровские и дроздовские слои (Решения ..., 1983; Махнач, Корзун, Кручек и др., 1985; Решение ..., 1990; Стратиграфия ..., 1995).

Туровские слои залегают в основании елецкого горизонта (Стратиграфический ..., 1991). Выделяются в объеме нижней части VI литологической пачки межсолевой толщи. Представлены разнофациальными отложениями. На севере и западе прогиба — доломитизированными известняками и мергелями с прослоями глин и доломитов. В прибортовых районах преобладают водорослевые и брахиоподово-водорослевые известняки. В центральной и юго-восточной частях — доломитовые мергели, глинистые доломиты с прослоями аргиллитов, известняков. Для них характерны тонкая горизонтальная макро- и микрослоистость, плитчатость, кремнистость, наличие вулканогенных прослоев и примеси пирокластического материала. Местами здесь встречаются прослои тонколистоватых битуминозных глин типа горючих сланцев (Ажгиревич, Кручек, 1984). Все это сближает рассмотренные отложения с домаником Волго-Уральской области и Тимано-Печорской провинции. На юге и юго-западе прогиба преобладают доломитовые мергели, доломиты и аргиллиты с прослоями известняков, песчаников и алевролитов; в южной прибортовой зоне — песчаники, алевролиты с прослоями глин, мергель и редкие известняки. Присутствие в породах туровских слоев пирокластического материала — по-

всеместное явление в прогибе. На востоке и северо-востоке прогиба развит вулканогенный тип разреза, для которого характерны прослои и пачки туфов, туффитов и туфобрекчий. Мощность отложений туровских слоев от 20—30 до 100 м и более.

Органические остатки в отложениях туровских слоев многочисленны и разнообразны. Для них характерны различные сообщества брахиопод (Стратиграфия ..., 1995). В наиболее мелководных частях моря обитало сообщество *Cyrtospirifer cf. brodi — Cyrtospirifer cf. subextensus*, в котором наряду с определяющими видами присутствуют *Ardiviscus naidovense Pushk., A. magnum Pushk., Schuchertella cf. matyrica (Nal.)*. Для более мористых фаций характерно сообщество *Ptychomaletoechia klaipedensis*, содержащее наряду с ключевым видом *P. klaipedensis Zeiba* также *Striatorhynchus komarovichensis Pushk., Cyrtospirifer cf. brodi (Wen.), C. cf. subextensus (Mart.)*. В относительно глубоководной части моря туровского времени обитало сообщество мелкораковинных ринхонеллид *Paromoeopygma turovenses*, включающее виды *P. turovenses Pushk., Sartenaerhynchus peculiaris Pushk., Gibbasinurostrum polessicum (Linn.), Cavatisinurostrum alissae (Linn.), Levipugnax malynskensis Pushk.* Кроме того, в них встречаются остракоды (слои с *Bekenella obstipa) Honorites bicornutus (Dem.), Zaninella expressa Tschig., Kirkbya propria Dem., Youngiella griasiensis Zan., Ukrainella devonica (Zan.), Bairdiocypris obscura Sam. et Sm., Bairdia aff. ordensis Jones, B. blandita Rozhd., B. jastrebovkensis Dem., Bekenella obstipa (Pol.), Entomoprimitia belorussiensis Tschig., Nehdentomis regia Tschig., Cyprosina belorussica Dem.*; аммоноидеи (гониатиты) *Cheiloceras acutum (Munst.), Ch. circumfexum (Sandb.), Ch. subpartitum (Munst.), Ch. verneuli (Munst.), Tornoceras simplex (Buch)*; фораминиферы *Parathurammina subvasta Byk., Irregularina ex gr. longa Konopl., Archaeosphaera ex gr. grandis Lip., Bisphaera malevkensis Bir. f. trianguliformis M.-Greb., Vicinesphaera ex gr. squalida Antr., Rectangulina mammata Tchuv.*; конодонты *Palmatolepis rhomboidea Sann., P. glabra glabra Ulr. et Bassl., P. glabra prima Ziegl. et Huddle, P. glabra pectinata Ziegl., P. klapperi Sand. et Ziegl., P. poolei Sand. et Ziegl., Polygnathus semicostatus Brans. et Mehl*; радиолярии *Entactinia cometa Forem., E. cf. diversita Naz., E. prodigialis ? Naz., E. suavie Naz., Entactinosphaera echinata (Hinde), E. aitpaiensis Naz., E. cf. vetusta Hinde, E. unimana Naz., Polyentactinia aff. poligonia Forem., P. cf. propinqua Naz., Asteroentactinia stellata Naz., Helioentactinia sp., Tetraentactinia cf. gracilispinosa Forem., Ceratoikiscum rectum Naz., C. cf. perittacanthinum Forem., Palaeoscenidium cladophorum Delf., P. ? cf. quadriramosum Forem.*; водоросли *Girvanella problematica Nich. et Ether., G. ducii Weth., Rothpletzella straeleni (Lec.), Shuguria flabelliformis f. lata Chuv., Parachaetetes (Tomilithon) polessicus Antip., P. borovskensis Antip., Solenopora sp., Umbella pugatchovensis Byk., Eoumbella olaria (Byk.) f. olaria Plat.* (Стратиграфические ... 1978; Решения ..., 1983; Антипенко, 1984, 1998; Kruchek, Strelchenko, 1998). По палинологическим данным туровские слои соответствуют нижней части палинозоны *Lophozonotriletes lebedienensis — Leiosphaeridia plicata* (Некрята, 1979; Решения ..., 1983) или палинозоны *Lagenoisporites immensus* (Avkhimovitch et al., 1993). Для миоспорового комплекса характерно обилие акритарх *Leiosphaeridia plicata Nekr., L. compacta Nekr., Tasmanites sp.*

В пределах Северо-Припятского плеча аналоги туровских слоев представлены, в основном, известняками, содержащими елецкие комплексы брахиопод, остракод и миоспор (Голубцов, Кедо, Кручек и др., 1975; Некрята и др. 1981; Кручек и др., 1997). Мощность отложений от 60 до 100 м. В северных районах региона эти образования отсутствуют вследствие размыва.

Дроздовские слои завершают разрез елецкого горизонта (Стратиграфический ..., 1991). Соответствуют верхней части VI литологической пачки межсолевой толщи. Нижняя граница проводится, в основном, по смене туровского комплекса брахиопод дроздовским. Отложения дроздовских слоев, как и туровских, разнофациальны. На севере и северо-западе прогиба они сложены массивными и желваковидными известняками, в различной степени глинистыми. В них местами содержится большое количество сине-зеленых и багряных водорослей, образующих органогенные постройки (Махнач, Москвич и др., 1984; Стратиграфия ..., 1995; Антипенко, 1998). В центральной части прогиба преобладают мергели с прослоями глинистых известняков, а на юге региона наблюдается переслаивание песчаников, алевролитов и мергелей. В западных и юго-западных районах разрез представлен ритмичным чередованием прослоев органогенных и хемогенных известняков и песчаников. Особенно характерны пакеты онколитовых и водорослево-брахиоподовых пород, входящих в состав органогенных построек (Махнач, Москвич и др., 1984). На востоке прогиба аналогом слоев является верхняя часть шарпиловской свиты, сложенная туфами и туфогенными породами (Корзун, Махнач, 1977). Мощность этих отложений от 30 до 250 м.

Возраст слоев устанавливается, в основном, по брахиоподам и миоспорам (Стратиграфия ..., 1995). Брахиоподы принадлежат к различным сообществам. Для мелководных фаций характерно сообщество *Cyrtospirifer subextensus* с видами *C. cf. subextensus (Mart.), C. cf. brodi (Wen.), Ardiviscus magnum Pushk.*, а для относительно глубоководных фаций — сообщество *Eoparaphorhynchus nikae-Petasmaria dubnitskensis*, включающее виды *E. nikae (Pushk.), E. parvus Pushk., Petasmaria dubnitskensis Pushk., Paromoeopygma ljaschenkoi (Linn.), P. sergeii Pushk., Levipugnax malynskensis Pushk., Nigerinoplica*

parva Pushk., N. nalivkini Pushk. и др. Кроме брахиопод, в отложениях слоев встречаются также остракоды, аммоноидеи, фораминиферы, конодонты, радиолярии и водоросли, комплексы которых близки к ассоциациям, приведенным при характеристике туровских слоев. Что касается миоспор, то они относятся к верхней части палинозоны *Lophozonotriletes lebedianensis — Leiosphaeridia plicata* (Некрята, 1979; Решения ..., 1983) или палинозоны *Lagenoisporites immensus* (Avkhimovitch et al., 1993).

На территории Северо-Припятского плеча аналоги дроздовских слоев, как и туровских, сложены, в основном, известняками, среди которых преобладают глинистые разности с богатыми комплексами фауны и миоспор (Некрята и др., 1981; Кручек и др., 1997). Мощность отложений изменяется от полного отсутствия в северных районах региона до 100—150 м в южных, наиболее опущенных блоках.

Петриковский горизонт завершает разрез нижнего фамена Припятского прогиба (Стратиграфический ..., 1991). Соответствует VII литологической пачке межсолевой толщи. Первоначально выделялся как петриковские слои еленкого горизонта (Ляшенко и др., 1969; Кручек, 1974, 1975, 1979), возведен в ранг горизонта Белорусским стратиграфическим совещанием (Решения ..., 1983). Нижняя граница стратона устанавливается по смене дроздовских комплексов брахиопод и миоспор петриковскими. Литологически она проводится на востоке прогиба по смене вулканогенных пород нормально-осадочными, а в других частях региона — по смене карбонатных пород более глинистыми или песчаными их разностями. Эта граница четко отражается по данным каротажа довольно заметным повышением значений на кривой ГК. Характеризуется весьма пестрым литологическим и фациальным составом (Кручек, 1979; Девонская ..., 1981; Махнач, Корзун, Кручек и др., 1985; Стратиграфия ..., 1995).

В северных районах прогиба преобладают глинистые хемогенные и органогенные известняки с прослоями мергелей и глин (карбонатный тип разреза). Местами в северных прибортовых и западных районах брахиоподово-водорослевые известняки образуют органогенные постройки (карбонатно-рифогенный тип) (Махнач, Москвич, Кручек и др., 1984). В центральной зоне прогиба горизонт сложен плитчатыми мергелями, глинами, глинистыми известняками и доломитами с примесью пирокластического материала (карбонатно-глинистый тип). В южных и юго-западных районах, наряду с этими породами, значительное развитие имеют песчаники и алевролиты (карбонатно-терригенный и терригенный типы). На востоке прогиба — это нормально-осадочная толща, с преобладанием известняков и глинистых известняков, местами с примесью пирокластического материала (карбонатный тип). Мощность отложений горизонта изменяется от 10—20 до 100 м и более. Фауна в этих образованиях исключительно обильна и разнообразна. Она широко представлена как бентосными, так и нектонно-планктонными формами. Возраст устанавливается по брахиоподам, остракодам, конодонтам и миоспорам. Брахиоподы характеризуются несколькими сообществами: от *Eoparaphorhynchus nikae, Porostictya belorussica, Crurthyris fecundus* в относительно мелководных фациях до *"Plectorhynchella"* и *"Plectorhynchella" — Porostictya belorussica* в более глубоководных (Стратиграфия ..., 1995). Конодонты представлены типичным комплексом зоны *Palmatolepis rhomboidea*, в который входят *P. rhomboidea Sann., P. subperlobata helmsi Ovn., P. glabra lepta Ziegl. et Huddle, P. glabra acuta Helms, P. regularis Cooper, Polygnathus nagidis Zver., P. ex gr. nodocostatus Brans. et Mehl* (Kruchek, Strelchenko, 1998). Ассоциация остракод включает следующие виды: *Uchtovia famenica Rozhd., Microcheilinella ostashkovitchensis Dem., Bairdiocypris orientalis Sam., Rabienites decorus Tschig., Fossirichterina pripjatiensis Tschig., Entomoprimitia delicata Tschig., Nehdontomis formosa Tschig., Pristis cornuta Dem.* Присутствуют также фораминиферы *Parathurammina subvasta Byk., Irregularina ex gr. longa Konp., Archaeosphaera ex gr. grandis Lip., Bisphaera malevkensis Bir. f. trianguliformis M.-Greb., Vicinesphaera ex gr. squalida Antr.* и др.; мшанки *Schulgina numerosa Pushk.*; цефалоподы *Cheiloceras acutum (Munst.), Tornoceras simplex (Buch)*; пелециподы *Kochia suboblonga (Vern.), Posidonomya venusta (Munst.), P. acuticosta (Sand. et Sand.), Aviculopecten (Lyriopecten) ingrial (Vern.), Cypricardinia oreliana (Wen.)*; гастроподы *Gyroma sp., Naticopsis auricularis Nal.*; водоросли *Girvanella sp., Parachaetetes (Tomilithon) polessicus Antip., P. borovskiensis Antip., P. petrikovensis Antip., Solenopora sp., Umbella pugatchovensis Byk.* и др. (Решение ..., 1990; Антипенко, 1998). Согласно палинологическим данным отложения петриковского горизонта соответствуют подзоне *Grandispora famenensis minutus* палинозоны *Cornispora varicornata* (Некрята, 1979; Avkhimovitch et al., 1993). В западной части Припятского прогиба петриковский горизонт подразделяется на две части, охарактеризованные разновозрастными комплексами органических остатков (Кручек, Авхимович, Демиденко, 1983). Нижняя часть (собственно "петриковские слои") содержит комплексы остракод и миоспор раннего фамена, в то время как верхняя часть (лясковичская пачка) охарактеризована комплексами, более тяготеющими по возрасту к среднему фамену (Авхимович и др., 1985).

На Северо-Припятском плече аналоги петриковского горизонта приурочены, в основном, к южным частям региона. Они представлены органогенными известняками и мергелями с фауной ископаемых брахиопод, гастропод, криноидей, мшанок, бактритов, корал-

лов и онколитов водорослей. Их мощность изменяется от 60 до 100 м. Возраст установлен по брахиоподам, остракодам и миоспорам (Кручек, Авхимович, Демиденко, 1983; Кручек, Обуховская, Стрельченко, 1997).

Среднефаменский подъярус

Среднефаменские отложения распространены в Припятском прогибе. Залегают они на глинисто-карбонатных образованиях петриковского горизонта, перекрываются карбонатно-глинистыми, местами галогенными породами полесского. Представлены, главным образом, соленосными отложениями верхней соленосной толщи или их фациальными аналогами в краевых зонах прогиба (рис. 5.32—5.35). Их мощность колеблется от 60—200 до 2500—3000 м и более, возрастая с запада на восток, а также от центральной части прогиба к северной (Девонские ..., 1982). В составе среднефаменского подъяруса по палеонтологическим данным выделяются лебедянский, оресский и стрешинский горизонты (Решение ..., 1990). Некоторые исследователи предлагают включать в объем подъяруса и отложения петриковского горизонта (Avkhimovitch et al., 1993).

Лебедянский горизонт. Отложения горизонта установлены только в пределах Припятского прогиба. Нижняя граница стратона проводится по смене петриковских комплексов остракод и миоспор лебедянскими (Решения ..., 1983). Горизонт представлен преимущественно соленосной толщей (I—VIa ритмопачки галитовой подтолщи) (см. рис. 5.32—5.34), которая сложена каменной солью с прослоями сульфатно-терригенно-карбонатных пород. На северо-западе прогиба соленосные отложения замещаются сульфатно-карбонатными породами, на юге и юго-западе — терригенными и терригенно-карбонатными (Девонские ..., 1982). Мощность образований горизонта изменяется от 10—100 м в краевых зонах прогиба до 2000 м в центральной его части. Возраст отложений устанавливается, в основном, по миоспорам (подзона *Cornispora bicornata* палинозоны *Cornispora varicornata*), а также остракодам (Стратиграфические ..., 1978; Решения ..., 1983; Avkhimovitch et al., 1993). В составе горизонта выделяются боричевские и залесские слои (Голубцов, Кедо, Кручек и др., 1981).

Боричевские слои залегают в основании лебедянского горизонта. В стратотипическом разрезе они соответствуют сульфатно-карбонатной ("ангидритовой") пачке нижней части галитовой подтолщи верхнесоленосной толщи (Кручек, 1975, 1979; Решения ..., 1983; Стратиграфический ..., 1991). Сульфатно-карбонатный тип разреза развит в северных, северо-западных и западных районах прогиба. В западном направлении (Старобинская депрессия) он замещается карбонатным типом, в образованиях которого были обнаружены редкие раковины плохой сохранности брахиопод *Cyrtospirifer ex gr. lebedianicus Nal.* (Фурсенко, Ковхуто, 1955; Фурсенко, 1957). На большей части территории прогиба развит соленосный тип боричевских слоев, включающий отложения I—III ритмопачек галитовой подтолщи и базальный сульфатно-карбонатный пласт IV ритмопачки (Kruchek, Vysotsky, Obrovets, 1998). Именно такому объему соответствуют наиболее полные разрезы слоев сульфатно-карбонатного типа, в которых встречаются пласты водорослевых доломитизированных известняков, образующих местами органогенные постройки типа биостромов. К ним приурочены залежи нефти (Махнач, Москвич, Кручек и др., 1984; Обровец и др., 1987, 1994). Для южных и юго-западных районов прогиба характерен сульфатно-терригенный тип разреза, содержащий пачки пород авандельтового типа (Обровец и др., 1982). В краевых зонах прогиба, а также на Северо-Припятском плече отложения слоев отсутствуют. Мощность образований изменяется от 5—10 до 100—150 м и более.

В породах слоев обнаружены редкие брахиоподы *Cyrtospirifer ex gr. lebedianicus Nal.* и остракоды *Phlyctiscapha lebedianica Tschig., Knoxiella netchaevae Dem., Kloedenellitina alveolata Tschig., K. triceratina Tschig., Tambovia prima Sam., Glyptolichwinella adelaidae Sam., Cavellina tambovensis Sam., C. lebedianica Sam. et Sm.*, а также строматолиты водорослей. Миоспоры представлены комплексом видов подзоны *Cornispora bicornata* палинозоны *Cornispora varicornata* (Кручек, Авхимович, Демиденко, 1983; Авхимович и др., 1985; Avkhimovitch et al., 1993).

Залесские слои завершают разрез лебедянского горизонта (Стратиграфический ..., 1991). Они соответствуют объему верхней части IV—VIa ритмопачек галитовой подтолщи. Нижняя граница проводится в основании мощной (до 100 м) пачки каменной соли IV ритмопачки, залегающей на сульфатно-карбонатных образованиях боричевских слоев (Kruchek, Vysotsky, Obrovets, 1998). Разрез сложен пачками каменной соли с прослоями сульфатно-карбонатных и карбонатно-терригенных пород небольшой мощности (4—25 м). Особенностью разреза является присутствие прослоев водорослевых известняков и сланцеподобных битуминозных глин (Кручек, Авхимович, Демиденко, 1983; Авхимович и др., 1985), в которых местами присутствуют залежи нефти (Обровец и др., 1987, 1994; Kruchek, Vysotsky, Obrovets, 1998). Общая мощность отложений залесских слоев составляет 100—350 м, иногда в зонах проявления галокинеза до 2000 м.

Из органических остатков в этих образованиях встречены остракоды, черви, строматолиты водорослей и миоспоры. Возраст слоев определяется по остракодам *Kloedenellitina alveolata Tschig., Knoxiella netchaevae Dem., Cavellina lebedianica Sam. et Sm., Famenella sp., Cypridina sp.* и миоспорам. Последние относятся к ком-

Рис. 5.32. Сводный разрез фаменских эвапоритовых отложений Припятского прогиба. Составили Э.А. Высоцкий, С.А. Кручек.

Типы пород: 1 — известняк, 2 — доломит глинистый, 3 — мергель, 4 — мергель глинистый, 5 — глина, 6 — алеврит, алевролит, 7 — песчаник, 8 — сульфатно-карбонатная порода, 9 — ангидрит, 10 — гипс, 11 — каменная соль, 12 — калийная соль, 13 — туфогенная порода, 14 — горючий сланец. Биофациальные элементы: 15 — брахиоподы, 16 — гастроподы, 17 — пелециподы, 18 — остракоды, 19 — конодонты, 20 — рыбы, 21 — строматолиты водорослей, 22 — остатки растений (миоспоры). Прочие знаки: 23 — поверхности перерыва в осадконакоплении.

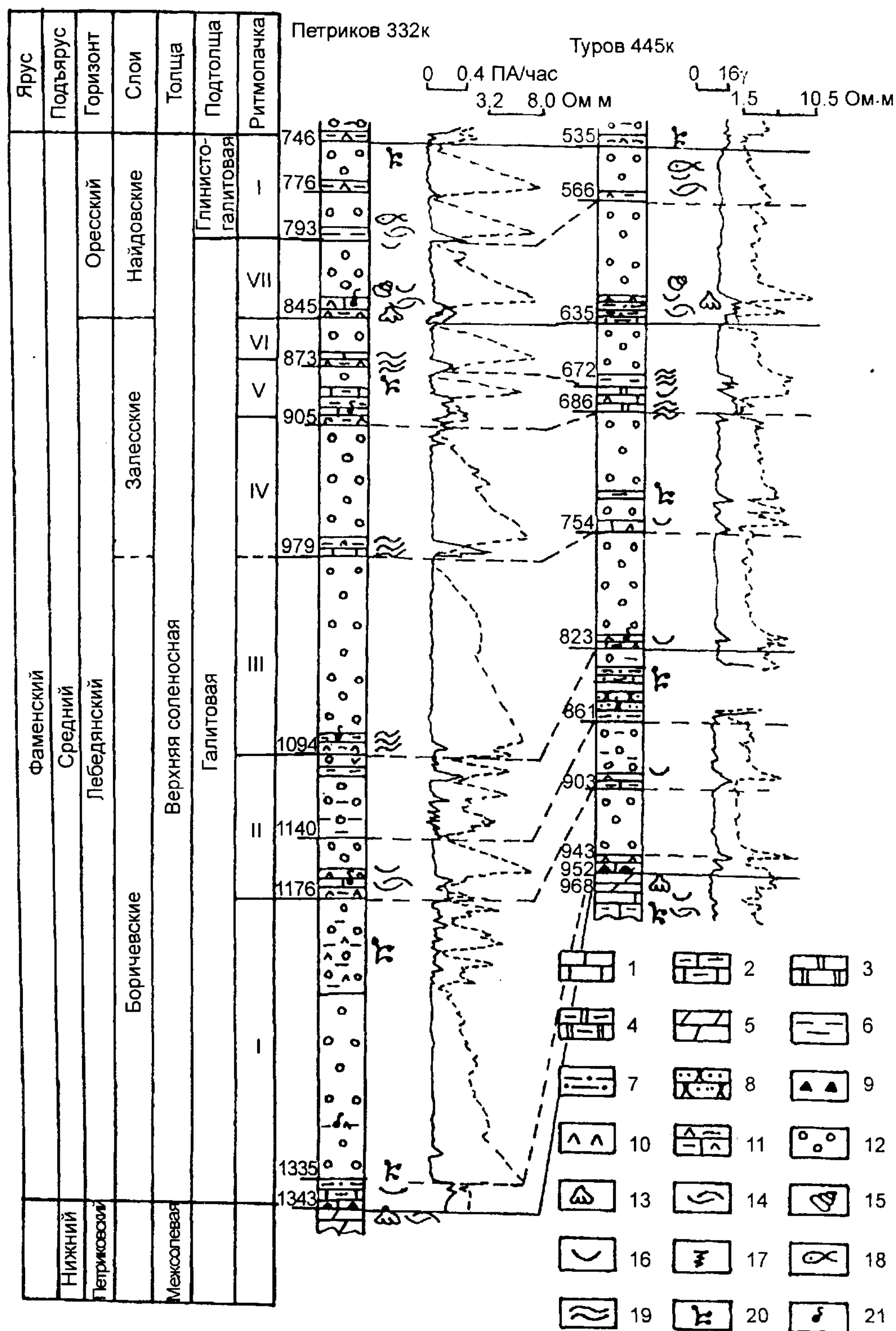


Рис. 5.33. Сопоставление типовых разрезов галитовой подтолщи фаменской соленосной толщи западной части Припятского прогиба (по С.А. Кручеку, В.И. Авхимович, Э.К. Демиденко, 1983; с уточнениями).

Типы пород: 1 — известняк, 2 — известняк глинистый, 3 — доломит, 4 — доломит глинистый, 5 — мергель, 6 — глина, 7 — глина песчанистая, 8 — песчаник, 9 — известняковая брекчия, 10 — ангидрит, 11 — сульфатно-глинисто-карбонатная порода, 12 — каменная соль. Биофациальные элементы: 13 — брахиоподы, 14 — остракоды, 15 — гастроподы, 16 — пелециподы, 17 — черви, 18 — рыбы, 19 — строматолиты водорослей, 20 — остатки растений (миоспоры). Прочие знаки: 21 — пятна битумов и выпоты жидкой нефти.

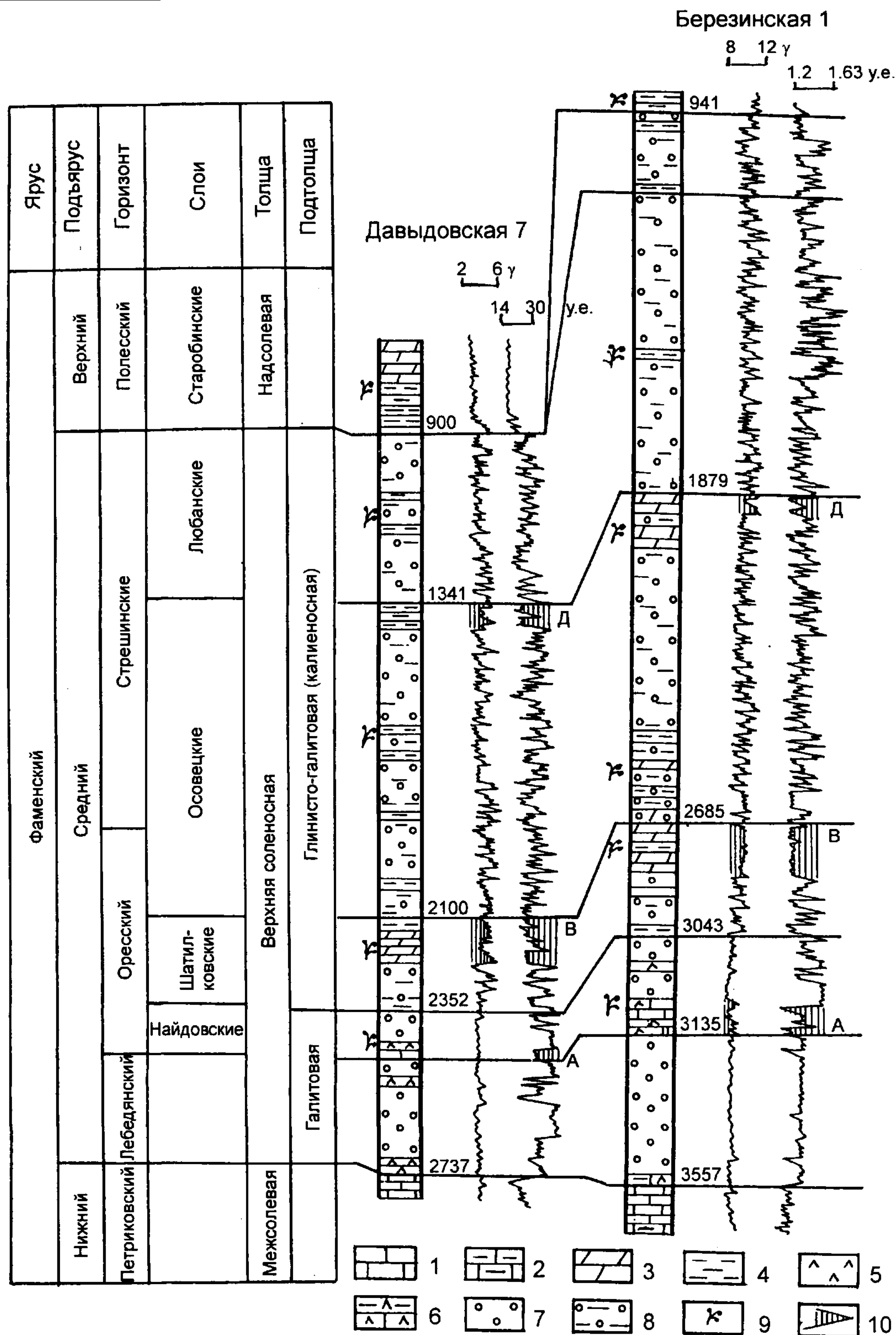


Рис. 5.34. Схема расчленения фаменской соленосной толщи северной части Припятского прогиба (по В.И. Авхимович и Э.А. Высоцкому, 1979; с уточнениями С.А. Кручека).

Типы пород: 1 — известняк, 2 — известняк глинистый, 3 — мергель, 4 — глина, 5 — ангидрит, 6 — сульфатно-глинисто-карбонатная порода, 7 — каменная соль, 8 — глинисто-соленосная порода. Прочие знаки: 9 — растительные остатки (миоспоры), 10 — литолого-геофизические реперы.

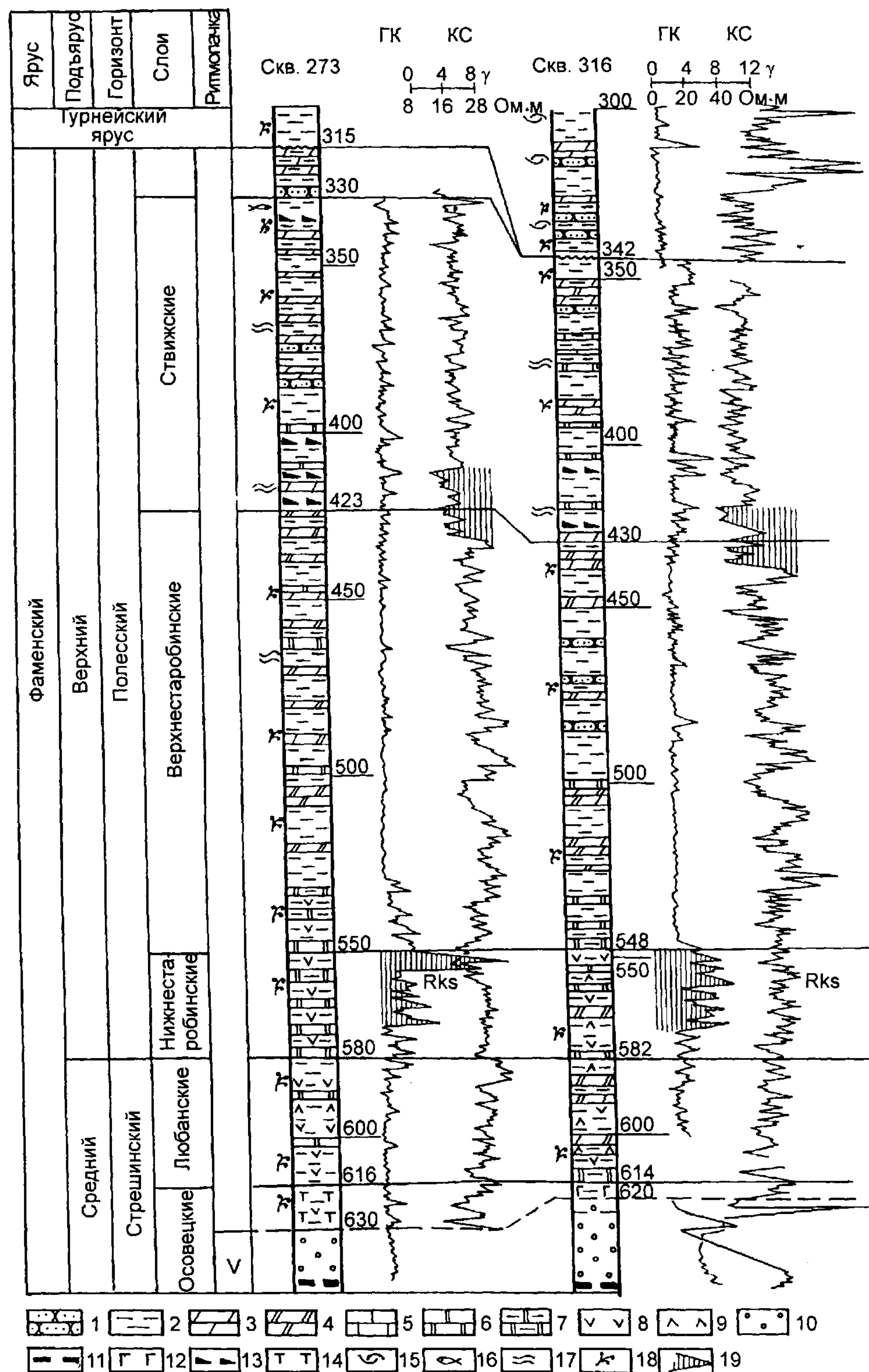


Рис. 5.35. Сопоставление типовых разрезов надсолевых девонских отложений западной части Припятского прогиба. Составили С.А. Кручек, Э.А. Высоцкий, Т.Г. Обуховская.

Типы пород: 1 — песчаник, алевролит, 2 — глина, 3 — мергель, 4 — мергель доломитовый, 5 — известняк, 6 — доломит, 7 — доломит глинистый, 8 — гипс, 9 — ангидрит, 10 — каменная соль, 11 — калийная соль, 12 — гематит, 13 — горючий сланец, 14 — туфогенные породы. Биофациальные элементы: 15 — остракоды, 16 — рыбы, 17 — строматолиты, 18 — остатки растений (миоспоры). Прочие знаки: 19 — геофизический репер.

плексу видов, входящих в состав подзоны *Cornispora bicornata* палинозоны *Cornispora varicornata* (Кручек, Авхимович, Демиденко, 1983; Авхимович и др., 1985; Avkhimovitch et al., 1993).

Оресский горизонт соответствует объему отложений VII ритмопачки галитовой подтолщи и I—II ритмопачек калиеносной подтолщи верхнесоленосной толщи (Голубцов, Кедо, Кручек и др., 1981) (см. рис. 5.32—5.34). Нижняя граница горизонта проводится по подошве сульфатно-карбонатной пачки пород VII ритмопачки галитовой подтолщи (репер "А") (Кручек, Авхимович, Демиденко, 1983; Авхимович и др., 1985). Горизонт сложен, в основном, ритмично чередующимися пачками каменной соли с прослоями калийных солей, карбонатно-глинистых и сульфатно-карбонатных пород. Последние замещают соленосные отложения в краевых (западных и южных) зонах прогиба (Девонские ..., 1982). Мощность образований горизонта изменяется от 100—200 м до 500 м и более. В породах горизонта содержатся редкие брахиоподы, остракоды, пелециподы, гастроподы, остатки рыб, водорослей и миоспоры. Последние относятся к подзоне *Cornispora lupinovitchi* палинозоны *Cornispora varicornata* (Стратиграфические ..., 1978; Решения ..., 1983; Avkhimovitch et al., 1993). В составе горизонта по палинологическим данным выделяются найдовские и шатилковские слои (Голубцов, Кедо, Кручек и др., 1981; Стратиграфический ..., 1991).

Найдовские слои включают отложения верхней части галитовой подтолщи (VII ритмопачка) и нижней части глинисто-галитовой или калиеносной подтолщи (I ритмопачка). Разрез сложен пачками каменной соли с немногочисленными несоляными прослоями сульфатно-карбонатного состава. В основании слоев выделяется сравнительно мощная пачка (до 40 м) сульфатно-карбонатных пород с прослоями глин, мергелей и органогенных известняков. Породы иногда трещиноватые и кавернозные. Эта пачка является региональным литолого-геофизическим и палеонтологическим репером (репер "А"), по подошве которого и проводится нижняя граница слоев (Девонские ..., 1982; Кручек, Авхимович, Демиденко, 1983; Авхимович и др., 1985; Kruchek, Vysotsky, Obrovets, 1998). Выше по разрезу залегает еще одна карбонатная пачка с фауной ("пелециподовый" или тройной репер), по подошве которой и проводится литологическая граница между галитовой и глинисто-галитовой подтолщами. Мощность отложений слоев изменяется от 30—40 м на северо-западе прогиба (сульфатно-карбонатный тип разреза) до 100—250 м в соленосной фации. В карбонатных разрезах слоев обнаружены редкие ядра брахиопод *Cyrtospirifer aff. lebedianicus Nal.*, пелециподы *Avicula (Leptodesma) sp.*, гастроподы *Gyroma starobiensis Zytl.*, а также черви, обломки рыб, строматолиты и онколиты водорослей. Возраст слоев определяется по остракодам *Phlyctiscapha pellax (Zan.), Knoxiella netchaevae Dem., Kloedenellitina triceratina Tschig., Tambovia prima Sam., Cavellina (Invisibila) tortchinensis Gur., Sulcocavellina prolifica Dem., Sulcella grandis Sam. et Sm., Acratia (Cooperuna) elongata Posn., Gutschickia krutcheki Dem., Monoceratina rozhdestvenskaja Dem., Cryptophyllus sp., Cypridina sp.* (мценский комплекс) и миоспорам. Последние представлены комплексом видов подзоны *Cornispora lupinovitchi* палинозоны *Cornispora varicornata* (Стратиграфические ..., 1978; Решения ..., 1983; Стратиграфический ..., 1991; Avkhimovitch et al., 1993).

Шатилковские слои выделяются в объеме II ритмопачки глинисто-галитовой подтолщи верхнесоленосной толщи (Авхимович, Высоцкий, 1979; Решения ..., 1983). Разрез представлен на большей части территории прогиба чередующимися пачками каменной соли с прослоями калийных солей и сульфатно-глинисто-карбонатных пород. На северо-востоке, юго-западе и крайнем юге региона слои сложены, в основном, глинисто-карбонатными и терригенными отложениями. В составе слоев выделяются две пачки несоляных пород, являющиеся региональными и литолого-геофизическими реперами — "Б" (мощность до 30 м) в основании разреза и "В" (мощность до 100 м) в кровле (Авхимович, Высоцкий, 1979). Нижняя граница стратона в соленосных фациях проводится по подошве пачки репера "Б", в несолевых разрезах она устанавливается по палинологическим данным. Мощность отложений слоев от 90 до 300 м.

Органические остатки встречаются редко. Возраст слоев определяется по остракодам *Paraparchites sp., Phlyctiscapha lebedianica Tschig., Knoxiella netchaevae Dem., Carboprimitia turgenevi Sam., Glyptopleura sp., Glyptolichwinella cf. adelaidae Sam., Cavellina tambovensis Sam., C. (Invisibila) tortchinensis Gur., C. lebedianica Sam. et Sm., Sulcocavellina prolifica Dem., Sulcella grandis Sam. et Sm., Carbonita sp., Cryptophyllus sp.* и миоспорам, которые относятся к подзоне *Cornispora lupinovitchi* палинозоны *Cornispora varicornata* (Авхимович, 1975; Стратиграфические ..., 1978; Решения ..., 1983; Avkhimovitch et al., 1993).

Стрешинский горизонт. Ему по объему соответствуют III—VIII ритмопачки глинисто-галитовой (калиеносной) подтолщи верхнесоленосной толщи (Голубцов, Кедо, Кручек и др., 1981) (см. рис 5.32, 5.34, 5.35). Нижняя граница горизонта проводится в соленосных разрезах по кровле регионального репера "В", в несолевых разрезах — по смене миоспоровых комплексов (Авхимович, Высоцкий, 1979). Отложения стратона разнофациальны. В соленосной фации, представленной на большей части территории прогиба, они сложены ритмичным чередованием пачек каменной соли с прослоями калийных солей и глинисто-карбонатных пород. В несоляной фации, относящейся уже к надсоле-

вой толще, на северо-востоке региона в строении разреза принимают участие глины, мергели, глинистые известняки с прослоями сульфатных, туфогенных и терригенно-карбонатных пород, на юге — доломитовые мергели и глинистые доломиты с прослоями глинисто-песчаных и сульфатных пород (Девонские ..., 1982). Мощность отложений горизонта изменяется от 200 до 1100 м.

Органические остатки представлены, в основном, миоспорами, которые играют определяющую роль в установлении возраста образований горизонта. Они относятся к палинозоне *Diducites versabilis — Grandispora famenensis* (Стратиграфические ..., 1978; Решения ..., 1983; Avkhimovitch et al., 1993). По миоспорам в составе горизонта выделяются осовецкие и любанские слои (Голубцов, Кедо, Кручек и др., 1981; Стратиграфический ..., 1991).

Осовецкие слои включают верхи II-ой ритмопачки (до кровли репера "В") и III—V ритмопачки глинисто-галитовой подтолщи. Нижняя граница устанавливается по палинологическим данным и проводится по кровле литолого-геофизического репера "В" (Авхимович, Высоцкий, 1979). На большей части территории Припятского прогиба они представлены соленосными отложениями верхнесоленосной толщи, которые на северо-востоке, юге и юго-западе региона замещаются сульфатно-терригенными и терригенно-карбонатными породами, относящимися к надсолевой толще. Мощность образований 200—450 м (Девонские ..., 1982). Из органических остатков в соленосных разрезах отмечаются единичные находки ракообразных. В несоляных разрезах северо-востока прогиба обнаружены остракоды *Cavellina tambovensis Sam., C. tortchinensis Gur.*, имеющие наряду с миоспорами важное значение для установления возраста пород. Комплекс миоспор представлен видами подзоны *Discernisporites golubinicus* палинозоны *Diducites versabilis — Grandispora famenensis* (Решение ..., 1983; Стратиграфический ..., 1991; Avkhimovitch et al., 1993).

Любанские слои завершают разрез среднего фамена в Припятском прогибе. Выделяются в объеме VI—VIII ритмопачек глинисто-галитовой подтолщи верхнесоленосной толщи. Нижняя граница слоев проводится по смене осовецкого миоспорового комплекса любанским. В солевых разрезах эта граница совпадает с подошвой литолого-геофизического репера "Д" (Авхимович, Высоцкий, 1979; Кручек, Высоцкий, Обуховская, 1998). В северной части прогиба отложения сложены каменной солью с прослоями глин, мергелей, глинистых доломитов, реже песчаников и туфогенных пород. В южных и юго-западных районах региона в разрезе преобладают пески, песчаники, алевролиты, глины с прослоями глинистых доломитов, мергелей и сульфатов, в западных и северо-западных частях прогиба пачки солей из разреза выклиниваются и толща слоев представлена глинами, мергелями, глинистыми доломитами с прослоями ангидритов и гипсов, составляя нижнюю часть так называемой гипсоносной толщи надсолевого комплекса (Девонские ..., 1982; Решения..., 1983; Стратиграфический ..., 1991). Мощность отложений слоев изменяется от полного отсутствия в краевых зонах прогиба до 650 м в соленосном типе разреза.

Возраст образований стратона определяется по миоспорам, которые представлены комплексом видов подзоны *Spelaeotriletes papulosus* палинозоны *Diducites versabilis — Grandispora famenensis* (Голубцов, Кедо, Кручек и др., 1981; Решения ..., 1983; Avkhimovitch et al., 1993). Аналоги отложений лебедянского, оресского и стрешинского горизонтов среднего фамена на территории Беларуси за пределами Припятского прогиба не установлены.

Верхнефаменский подъярус

Отложения верхнего фамена известны, главным образом, в пределах Припятского прогиба. Не исключено, что какая-то их часть присутствует и в южных районах Северо-Припятского плеча. К подъярусу относятся, в основном, образования надсолевой толщи (см. рис. 5.32—5.35; рис. 5.36). В северных районах прогиба в его состав включаются также и соленосные отложения IX и X ритмопачек глинисто-галитовой подтолщи верхнесоленосной толщи. Верхнефаменскому подъярусу, которому на территории Беларуси отвечает полесский горизонт (Решение ..., 1990), соответствует палинозона *Retispora lepidophyta* (Кедо, 1975; Avkhimovitch, 1993). Последняя стала в международном плане глобальной (Граница девона и карбона, 1988; Avkhimovitch et al., 1993).

Полесский горизонт. Выделение стратона палеонтологически обосновано в разрезе Припятского прогиба (Стратиграфические ..., 1978; Кедо и др., 1979). Нижняя граница горизонта проводится по палинологическим данным по смене комплекса миоспор стрешинского горизонта (палинозона *Diducites versabilis — Grandispora famenensis*) полесским (палинозона *Retispora lepidophyta*) (Кедо, 1975, 1977; Решения ..., 1983; Решение ..., 1990). Отложения горизонта разнофациальны. Они сложены глинисто-мергельными (глины, мергели), карбонатными (доломиты, известняки), терригенными (песчаники, алевролиты), сульфатными, туфогенно-осадочными, а местами и галогенными породами. Глинисто-мергельные и карбонатные породы приурочены преимущественно к западной части прогиба, терригенные — к южной и юго-восточной, туфогенно-осадочные преобладают на востоке региона. Сульфатные породы распространены на значительной площади прогиба, галогенные ограничены северными районами. Как первые, так и вторые приурочены к нижней

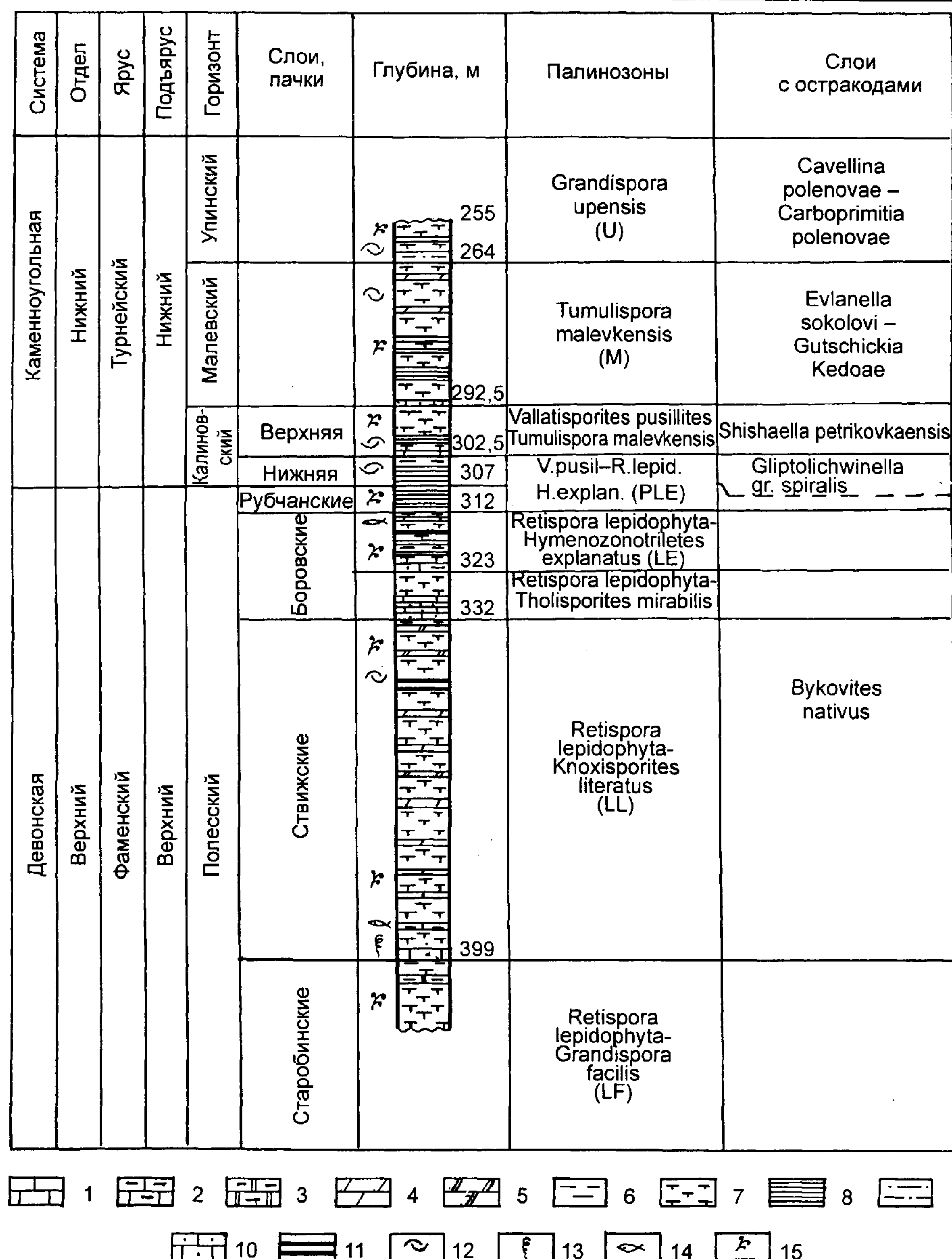


Рис. 5.36. Типовой разрез пограничных девонско-каменноугольных отложений в скв. Житковичи 505 (Припятский прогиб) (по материалам В.И. Авхимович и др., 1988).

Типы пород: 1 — известняк, 2 — известняк глинистый, 3 — доломит глинистый, 4 — мергель, 5 — мергель доломитовый, 6 — глина, 7 — глина карбонатная, 8 — глина слоистая некарбонатная, 9 — глина алевритистая, 10 — песчаник с карбонатным цементом, 11 — горючий сланец. Биофациальные элементы: 12 — остракоды, 13 — черви, 14 — рыбы, 15 — растительные остатки (миоспоры).

части разреза (Махнач, Шевченко, Курочка, 1966). Особенность горизонта — пласты горючих сланцев (Ажгиревич, 1982). Мощность отложений стратона изменяется от нескольких десятков до 800 м, местами достигая 1000 м и более.

Органические остатки представлены остракодами, фораминиферами, пелециподами, конхостраками, рыбами, червями, водорослями, остатками растений и миоспорами. По палеонтологическим данным в составе горизонта выделяются старобинские, ствижские, боровские и рубчанские слои (Кедо и др., 1979; Голубцов, Кедо, Кручек и др., 1981; Кедо, Авхимович, 1981; Демиденко, 1982; Решение ..., 1990). Старобинские слои подразделяются на две части, которым предлагается придать ранг самостоятельных стратонов: нижне- и верхнестаробинские слои (Авхимович, 1986_{1-3}; Avkhimovitch, 1993).

Старобинские слои соответствуют нижней части полесского горизонта Припятского прогиба (Кедо и др., 1979; Стратиграфический ..., 1991). Нижняя граница проводится по палинологическим данным. Отложения слоев разнофациальны. Они отличаются сложным строением, так как в их разрезе на различных стратиграфических уровнях наблюдается постепенное замещение соленосных образований верхнесоленосной толщи сульфатно-карбонатными породами надсолевой толщи. В целом, они сложены глинами, мергелями, глинистыми доломитами с прослоями песчаников, горючих сланцев, водорослевых (строматолитовых) известняков, местами каменной соли. Выделяются три основных типа разреза. В северных и северо-западных районах прогиба эти отложения представлены мергелями, известковистыми и доломитовыми глинами, глинистыми доломитами, породы иногда опесчаненные с конгломератами, с прослоями в верхней части разреза строматолитовых известняков и сапропелевых мергелей. На юге и юго-западе региона нижняя часть разреза слоев сложена песчаниками, песками, известковыми и доломитовыми глинами, алевролитами с прослоями глинистых доломитов, верхняя часть содержит прослои глинистых известняков и горючих сланцев. В депрессионных зонах северной части прогиба (Авхимович, Кедо, 1982) нижняя часть разреза слоев представлена каменной солью (IX—X ритмопачки) с прослоями мергеля, известковых и доломитовых глин, глинистых доломитов, верхняя — мергелями с прослоями строматолитовых известняков, битуминозных мергелей и горючих сланцев. Мощность старобинских слоев от 100—250 до 500—650 м.

Органические остатки в отложениях слоев встречаются редко и представлены, в основном, строматолитами водорослей, остатками растений *Spheterocalamites scrobiculatus (Schloth.), Xenotheca cf. bertrandi Stock., Sphenopteris boozensis Stock, Tancrea cornuformis Stock.* и миоспорами (Стратиграфические ..., 1978; Кедо и др., 1979; Голубцов, Кедо, Кручек и др., 1981; Решения ..., 1983; Авхимович и др., 1988; Решение ..., 1990). Последние охарактеризованы двумя комплексами, позволяющими расчленять отложения стратона на самостоятельные части: нижнестаробинские (*лучицкие*) слои с миоспорами палинозоны *Retispora lepidophyta-Grandispora facilis (LF)* и верхнестаробинские (*собственно старобинские*) слои — палинозона *Retispora lepidophyta — Apiculiretusispora verrucosa (LV)* (Кручек, Высоцкий, Обуховская, 1998; Avkhimovitch, 1992; Avkhimovitch et al., 1993). Вопросы объемов и границ выделенных как нижне-, так и верхнестаробинских слоев являются дискуссионными и требуют доработки при дальнейших исследованиях.

Ствижские слои соответствуют средней части разреза полесского горизонта Припятского прогиба. Залегают согласно на старобинских, перекрываются отложениями боровских слоев. Нижняя граница литологически нечеткая, проводится по данным спорово-пыльцевого анализа. Сложены слои преимущественно глинами с прослоями мергелей, горючих сланцев, песчаников и алевролитов. В южных и юго-западных районах прогиба их разрез существенно опесчанен. В северной части региона он более карбонатный, с прослоями туффитов, имеющих важное корреляционное значение (Самодуров, 1997; Кручек, Высоцкий, Обуховская, 1998). Для северо-западных и западных районов прогиба характерны пласты горючих сланцев (Ажгиревич и др., 1981; Ажгиревич, 1982, 1986). Мощность отложений изменяется от 10 до 160 м, местами в юго-восточных районах, а также в сводах ряда соляных поднятий они отсутствуют. Характерная особенность слоев — прослои, обогащенные раковинами остракод, червей, образующих иногда ракушечняки. Возраст отложений определяется по остракодам (слои с *Bykovites nativus) Bycovites nativus Tschig., Rectella rara Dem., Carbonita malevkensis Posn.,Cryptophyllus ex gr. socialis (Eichw.)* и миоспорам палинозоны *Retispora lepidophyta — Knoxisporites literatus (LL)* (Кедо и др., 1979; Решения..., 1983; Стратиграфический словарь ..., 1991; Avkhimovitch, 1992; Avkhimovitch et al., 1993). Из других органических остатков обнаружены единичные фораминиферы *Archaeosphaera sp.* и *Calcisphaera sp.*, пелециподы *Posidonomya ex gr. venusta (Munst.),* конхостраки *Estheria sp.*, черви *Serpula vipera (Wen.),* флора *Tancrea cornuformis Stock.*, также остатки харовых водорослей и мегаспоры, местами обломки чешуи и зубы рыб.

Боровские слои соответствуют верхней части разреза полесского горизонта (Кедо, 1977; Стратиграфический словарь ..., 1991). Согласно залегают на ствижских слоях, перекрываются рубчанскими. Нижняя граница стратона проводится по смене миоспоровых комплексов, иногда на этом уровне наблюдается прослой (до 1 м) песчаника. Слои сложены известковыми глина-

ми, часто сланцеподобными с подчиненными прослоями мергелей, глинистых доломитов и песчаников. В южных районах прогиба в строении разреза преобладают глины и песчаники, в то время как в северной части региона значительная роль принадлежит глинисто-карбонатным породам. Мощность отложений изменяется от 3 м в сокращенных разрезах до 80 м и более в полных. На значительной территории юго-восточных и северо-западных районов прогиба, а также в сводах ряда соленых поднятий образования боровских слоев отсутствуют.

Из органических остатков в отложениях встречаются обломки рыб и миоспоры. Последние представлены двумя комплексами. Для нижней части разреза слоев характерна ассоциация видов палинозоны *Retispora lepidophyta — Tholisporites mirabilis (LMb),* для верхней — палинозоны *Retispora lepidophyta — Hymenozonotriletes explanatus (LE)* (Стратиграфические ..., 1978; Кедо и др., 1979; Решения ..., 1983; Avkhimovitch, 1993; Avkhimovitch et al., 1993).

Рубчанские слои выделяются условно, так как практически трудно отделимы от образований боровских слоев. Завершают разрез полесского горизонта Припятского прогиба (см. рис. 5.36). Соответствуют перерыву в осадконакоплении в центральных районах Восточно-Европейской платформы (Демиденко, 1982; Авхимович и др., 1988; Стратиграфический словарь ..., 1991). Залегают согласно на боровских слоях, перекрываются отложениями калиновского горизонта турнейского яруса. Как нижняя, так и верхняя границы стратона проводятся по палинологическим данным. Местами в подошве отложений слоев наблюдается прослой (до 0,5 м) карбонатного песчаника с гнездами сульфидов. Рубчанские слои распространены, в основном, в южных районах прогиба, выдержаны по литологическому составу и мощности. Разрез представлен глинами тонкоплитчатыми, сланцеватыми, слабокарбонатными, местами алевритистыми, иногда керогенсодержащими. Мощность отложений небольшая, обычно 4—6 м, иногда до 10—12 м. В породах стратона обнаружены остракоды *Glyptolichwinella ex gr. spiralis (Jon. et Kirk.), Shishaella aff. okeni (Munst.), Cryptophyllus socialis (Eichw.) f. chovanensis Sam. et Sm.*, растительный детрит и миоспоры. Комплекс последних близок к комплексу миоспор верхней части боровских слоев. Они относятся к одной палинозоне *Retispora lepidophyta — Hymenozonotriletes explanatus (LE),* но значительно отличаются от комплекса калиновского горизонта карбона (Авхимович и др., 1988; Avkhimovitch, 1992).

Вопросы стратиграфии пограничных отложений девонской и каменноугольной систем во многом остаются дискуссионными (Граница девона и карбона..., 1988). В частности, детальная корреляция этих образований Припятского прогиба с разрезами Польши и Западной Европы по миоспорам позволяет уточнить этот рубеж, совместив его с подошвой отложений малевского горизонта и отнесением, таким образом, образований калиновского горизонта к девону (Avkhimovitch et al, 1992). В данной работе, согласно (Решения ..., 1983; Решение ..., 1990), они рассматриваются в составе каменноугольной системы.

Вопросы корреляции рассмотренных стратонов девона территории Беларуси со стратиграфическими подразделениями сопредельных районов Восточно-Европейской платформы приведены в табл. 5.8.

КАМЕННОУГОЛЬНАЯ СИСТЕМА

Каменноугольные отложения на территории Беларуси имеют значительно меньшее распространение, чем девонские, и известны в разрезах более 500 скважин (рис. 5.37). Они распространены на двух разобщенных участках: на юго-востоке — в Припятском прогибе и на юго-западе — на окраине северного крыла Львовско-Люблинского прогиба (Волынская моноклиналь). В Припятском прогибе отложения карбона впервые были пройдены в скв. Домановичская Р 1, где их визейский возраст был доказан в 1949 г. Н.Е. Бражниковой на основании определения фораминифер в интервале 1329—1372 м. В прогибе каменноугольные образования залегают с угловым несогласием обычно на верхнедевонских отложениях, а на Кулажинском выступе (скв. Веприн 39 у) и в восточной части Северо-Припятского разлома (скв. Поддобрянка 37) — на породах кристаллического фундамента. Перекрываются образования карбона чаще всего пермскими или триасовыми, реже юрскими, меловыми и палеогеновыми отложениями. Стратиграфическая полнота и мощность их разрезов зависят от структурных условий залегания: на приподнятых соляных куполах и антиклиналях они либо отсутствуют либо представлены только породами нижнего карбона, в синклиналях и мульдах развиты также среднекаменноугольные, а местами и верхнекаменноугольные (?) отложения.

На юго-западе Беларуси каменноугольные отложения впервые были пройдены в 1958 г. Сокальской ГРП треста "Укргеология" в скв. Томашевка 4116, а затем Полесской ГРП Управления геологии при Совете Министров БССР еще в двух скважинах (Томашевка 11 к и 12 к). Залегают они в интервале 328 м (скв. 11 к) — 421,6 м (скв. 4116) на породах нижнего девона — верхнего силура, а перекрываются оксфордскими известняками верхней юры. По фауне фораминифер В.К. Голубцов выделил отложения тульского, алексинского и михайловского горизонтов визейского яруса нижнего карбона. Отложения представлены карбонатно-глинистой толщей пород мощностью до 90 м. Известняки мелкокристаллические, серые и светло-серые, крепкие и массивные. Глины темно-серые и черные, некарбонат-

Таблица 5.8

Сопоставление региональных стратиграфических схем девонских отложений западных регионов Восточно-Европейской платформы. Составил С.А. Кручек по (Решение ..., 1990)

Общая стратиграфическая шкала: Отдел	Общая стратиграфическая шкала: Ярус	Общая стратиграфическая шкала: Подъярус	Региональные стратиграфические подразделения Восточно-Европейской платформы: Надгоризонт, горизонт	Регионы Восточно-Европейской платформы. Главное девонское поле, Балтийская синеклиза: Горизонт, слои, свита	Регионы Восточно-Европейской платформы. Припятский прогиб, Оршанская и Брестская впадины: Горизонт, слои		Регионы Восточно-Европейской платформы. Львовский прогиб и смежные районы Волыно-Подолии: Горизонт, свита	
1	2	3	4	5	6		7	
Верхний	Фаменский	Верхний	Зиганский		Полесский	Рубчанские	Нововолынская серия (Туминская серия)	Владимир-Волынская
			Хованский	Шкервельский		Боровские		
			Озерский	Озерский (Кетлерская свита)		Ствижские Старобинские		Западнобугская
		Средний	Плавский	Плавский: Жагарские, Шветеские	Стрешинский	Любанские Осовецкие		
			Оптуховский	Оптуховский: Терветские, Мурские	Оресский	Шатилковские Найдовские		Бутырская (Литовежская)
			Лебедянский	Лебедянский (Акменская свита)	Лебедянский	Залесские Боричевские		
		Нижний	Елецкий	Елецкий (Курсаская свита)	Елецкий	Петриковские Дроздовские Туровские	Добротворская	
			Задонский	Ионишский, Элейский; Чимаевская свита	Задонский	Вишанские Играевские Кузьмичевские	Буяновская	

Продолжение табл. 5.8

1	2	3	4		5		6		7	
Верхний	Франский	Верхний	Донской	Ливенский	Амульский		Ливенский	Домановичские	Ливенский (Клубинская свита)	
								Чернинские		
				Евлановский	Стипинайский	Бауские слои	Евлановский	Сколодинские	Евлановский (Мелеховская свита)	
								Анисимовские		
								Кустовницкие		
				Воронежский		Имульские	Воронежский	Птичские	Воронежский (Мелятинская свита)	
					Памушский			Стреличевские		
				Речицкий	Снежский		Речицкий		Золочевская	Верхняя подсвита
		Средний	Российский	Семилукский	Даугавский	Бургеские слои	Семилукский	Верховские		Нижняя подсвита
						Ильменские		Азерецкие		
						Свинордские		Буйновичские		
						Порховские		Моисеевские		
		Нижний		Саргаевский	Саргаевский	Дубниковские	Саргаевский	Ведричские	Саргаевский (Ремизовская свита)	
						Чудовские				
						Псковские		Сарьянские		
						Снетогорские				
			Коми	Тиманский	Швянтойский надгоризонт	Аматский	Ланский	Желонские	Подберезовская	Волчковецкая
				Пашийский		Гауйский		Убортские		Ивачевская
Средний	Живетский		Старооскольский надгоризонт	Муллинский	Буртниекский		Полоцкий	Морочские	Батятычская	
				Ардатовский				Столинские	Золотолипская	
				Воробьевский				Горынские	Пелчинская	

Продолжение табл. 5.8

1	2	3	4	5		6		7	
Средний	Эйфельский		Черноярский	Наровский	Арукюлаский / Кярнавский подгор.	Костюковичский		Лопушанская серия	Подлипская
			Мосоловский		Лейвуский подгор.	Городокский			
			Клинцовский		Вадьяский подгор.	Освейский			Великомостовская
			Бийский	Пярнуский		Адровский			
Нижний	Эмский	Верхний	Койвенский	Резекненский		Витебский	Лепельские	Днестровская серия	Вистрянская
			Вязовский				Обольские		
			Такатинский				Древятские		
		Нижний	Кемерский	Кемерский	Саунорские				Смерклувская
	Пражский				Шяшувские				Стрыпская
	Лохковский	Верхний	Хмелевский						Хмелевский
			Устечковский	Стонишкяйский					Устечковский
			Иваневский				Орховская	Тиверская серия	Иваневский
		Нижний	Чортковский	Тильжеский			Дубицкая		Чортковский
			Борщовский				Домачевская		Борщовский

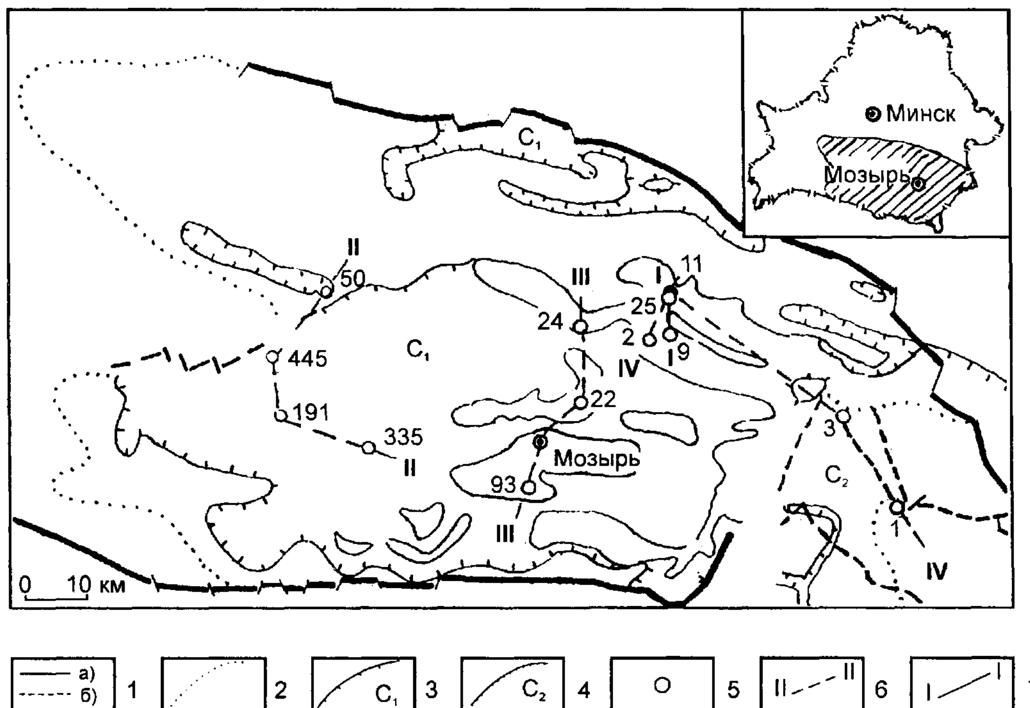


Рис. 5.37. Распространение надсолевых девонских и каменноугольных отложений Припятского прогиба.

1 — разломы краевые региональные (а) и прочие (б); 2 — граница распространения надсолевых девонских отложений; 3 — граница распространения нижнекаменноугольных отложений; 4 — граница распространения среднекаменноугольных отложений; 5 — скважины глубокие и их номера; 6 — линии корреляции разрезов и их номера, 7 — геологический профиль.

ные, иногда углистые с растительными остатками, преобладают в нижней половине разреза.

Характерной особенностью каменноугольных отложений Припятского прогиба, позволяющей отличать их от подстилающих девонских и перекрывающих пермских образований, является значительное развитие в разрезе пестроцветных пород, а также ритмичное строение толщи (до флишеподобного в башкирском ярусе). При этом в составе чередующихся пород наблюдается большее разнообразие, чем в девонских и пермских, и сами ритмы часто имеют более сложное строение. Наряду с песками и глинами здесь встречаются угли, известняки, доломиты, бокситы, каолиновые глины (иногда с проявлениями давсонитовой минерализации) и др. Очень много растительных остатков, часто хорошей сохранности, и разнообразной фауны (кораллы, криноидеи, брахиоподы, фораминиферы и др.).

Стратиграфия каменноугольных отложений Беларуси (Кедо, Голубцов, Демиденко, 1981) обоснована, в основном, данными изучения фораминифер, остракод, брахиопод и спорово-пыльцевых комплексов. Последние особенно большое значение имеют при расчленении и корреляции верхнефаменских, турнейских и нижневизейских отложений. По фораминиферам удалось скоррелировать каменноугольные отложения Беларуси, Московской синеклизы, Днепровско-Донецкого и Львовского прогибов, а по споровым комплексам — со стратотипическими разрезами Западной Европы (Голубцов, 1957; Кедо, 1958—1975; Курилин, 1974; Авхимович, 1986_{1-3} и др.). В карбонатных породах Припятского прогиба были обнаружены конодонты (Голубцов, Барсков, Кручек и др., 1981; Кручек, Барсков, Алексеев, 1981).

Фораминиферы карбона Беларуси монографически изучали В.К. Голубцов и В.И. Курилин, на основании их определений делали заключение о возрасте отложений — Н.В. Бражникова, А.В. Мацкевич, Л.Ф.Ростовцева, М.К. Шейкова, М.В. Ярцева; остракоды — В.К. Голубцов, Э.К. Демиденко (монографически), А. В. Мацкевич, В.А. Чижова; брахиоподы — Г.А. Белоусова (монографически), А.В. Мацкевич, И.В. Муромец, С.В. Семихатова; мшанки — В.Б. Тризна; пелециподы — Г.А. Белоусова, П.Л. Шульга; гониатиты — А.В. Попов; конодонты — А.С. Алексеев, И.С. Барсков, С.А. Кручек; известковые водоросли — В.К. Голубцов; остатки растений — Г.И. Кедо, Е.О. Новик и А.А. Радзивилл (монографически), О.П. Фисуненко, В.И. Авхимович, Г. А. Сахарова, Е.И. Ширина и др. Изучением литологии каменноугольных отложений занимались З.В. Жицкая, В.П. Курочка, З.М. Невмержицкая, Л.М. Палер, Н.А. Савченко. Общегеологическими вопросами изучения отложений (включая тектонику, палеогеографию, полез-

ные ископаемые и др.) занимались Л.Ф. Ажгиревич, А.Н. Брусенцов, Ф.Л. Дмитриев, А.Я. Зингерман, Б.С. Ковалев, Д.М. Корулин, В.Н. Кондратчик, А.С. Махнач, Р.М. Пистрак, Н.К. Сильвестров, В.И. Толстошеев, Ф.М. Усенков, П.Л. Шульга, И.А. Яременко и др.

В 1954 г. была составлена первая стратиграфическая схема каменноугольных отложений Припятского прогиба на основе монографического изучения фораминифер, остракод и, частично, известковых водорослей (Голубцов, $1954_{1,2}$, 1957, 1958_2). В 1962 г. В.К. Голубцов и Г.И. Кедо составили корреляционную стратиграфическую схему карбона Припятского прогиба, которая была включена (впервые для Беларуси) в Унифицированную стратиграфическую схему каменноугольных отложений Русской платформы 1962 г.(Решения ..., 1965). Важно отметить, что для турнейского яруса всей платформы приняты споровые комплексы, установленные Г.И. Кедо в Беларуси, в частности выделены виды спор *Hymenozonotriletes lepidophytus Kedo* и *H. pusillites Kedo* (Кедо, 1957; Решения ..., 1965). В 1965—1969 гг. выполнены детальные литологические исследования по железистой и каолиновой толщам (Савченко, 1969), визейскому, намюрскому (Палер, 1969) и башкирскому (Жицкая, 1969) ярусам карбона Припятского прогиба, которые в целом подтвердили и укрепили основные позиции схемы. Результаты изучения каменноугольных отложений Беларуси были подведены во втором издании книги "Геология СССР. Т. III. Белорусская ССР" (1971).

Спустя 25 лет в результате поисково-разведочных работ на нефть, газ, горючие сланцы, угли, бокситы, давсонит и другие полезные ископаемые были значительно уточнены и дополнены данные о турнейских и нижневизейских отложениях Припятского прогиба. В частности, дано палеонтологическое обоснование и площадное распространение отложений венёвского горизонта и серпуховского яруса нижнего карбона (Белоусова, 1970, 1974; Курилин, 1971, 1974; Голубцов, Курилин, 1975). Выделены и палеонтологически обоснованы калиновские слои (Кедо, 1975) и упинский горизонт (Демиденко, Кедо, 1975), дано детальное биостратиграфическое расчленение железистой и каолиновой толщ (Кедо, Голубцов, 1981) и очень подробное описание месторождения давсонита Беларуси, выполненное А.С. Махначом, Н.А. Савченко, Д.Г. Чуйко и др. (Давсонит Беларуси, 1995). В.К. Голубцов, Г.И. Кедо и Г.А. Белоусова обобщили биостратиграфические материалы по карбону Беларуси и доложили их на VIII Международном конгрессе по стратиграфии и геологии карбона (Москва, 1975). Изучение промыслово-геофизических материалов, проведенное В.К. Голубцовым и В.И. Толстошеевым, особенно по многочисленным бескерновым скважинам, пробуренным на нефть, помогло разработать новые критерии для расчленения каменноугольных отложений Припятского прогиба и выделить ряд литолого-геофизических реперов, в том числе для слабо охарактеризованных керном среднекаменноугольных образований (Голубцов, Толстошеев, 1976). Р.Г. Гарецкий, В.С. Конищев и В.И. Толстошеев (1979) с использованием палеонтологических и промыслово-геофизических данных выделили 14 литологических пачек пород в надсолевых отложениях верхнего девона в отдельных синклинальных зонах прогиба. Полученные материалы позволили проследить трансгрессивное залегание отложений турнейского яруса нижнего карбона на различных уровнях полесских образований верхнего девона (рис. 5.38). В это время изданы 15 стратиграфических схем осадочного чехла и кристаллического фундамента Беларуси, утвержденные МСК СССР в мае 1982 г., в том числе и по карбону (Решения ..., 1983). В последующее время уточненная и значительно детализированная стратиграфическая схема каменноугольных отложений Беларуси 1981 г. (Решения ..., 1983) вошла в качестве корреляционной в Унифицированную стратиграфическую схему каменноугольных отложений Русской платформы 1988 г. (Решение ..., 1990). Используя схему 1981 г. (Решения ..., 1983), в 1988 г. была опубликована обобщающая работа по надсолевым девонским и каменноугольным отложениям Припятского прогиба (Толстошеев, 1988).

В настоящей работе авторами используется стратиграфическая схема каменноугольных отложений 1988 г. (Решение ..., 1990), т. е. последняя по времени утверждения МСК СССР (табл. 5.9). Авторы пересмотрели имеющиеся палеонтологические, литологические и промыслово-геофизические материалы. Особое внимание было обращено на слабоизученные турнейские, нижневизейские и серпуховские отложения.

Нижний отдел

Нижнекаменноугольные отложения известны на юго-западе и юго-востоке Беларуси. На юго-западе они залегают на окраине северного крыла Львовско-Люблинского прогиба (Волынская моноклиналь) и представлены карбонатно-глинистой толщей верхнего визе (мощность до 90 м). На юго-востоке отложения нижнего карбона установлены в Припятском прогибе и на Брагинско-Лоевской седловине. Наиболее широко они распространены в Припятском прогибе и вскрыты многочисленными нефтяными и колонковыми скважинами (более 500). В их составе выделены все три яруса: турнейский, визейский и серпуховский. Мощность отложений нижнего карбона изменяется обычно от нескольких десятков на склонах локальных поднятий (в сводах которых они часто отсутствуют) до 300—400 м в синклинальных зонах. Максимальная мощность 691 м (скв.Ельская Р7). На Брагинско-Лоевской седловине от-

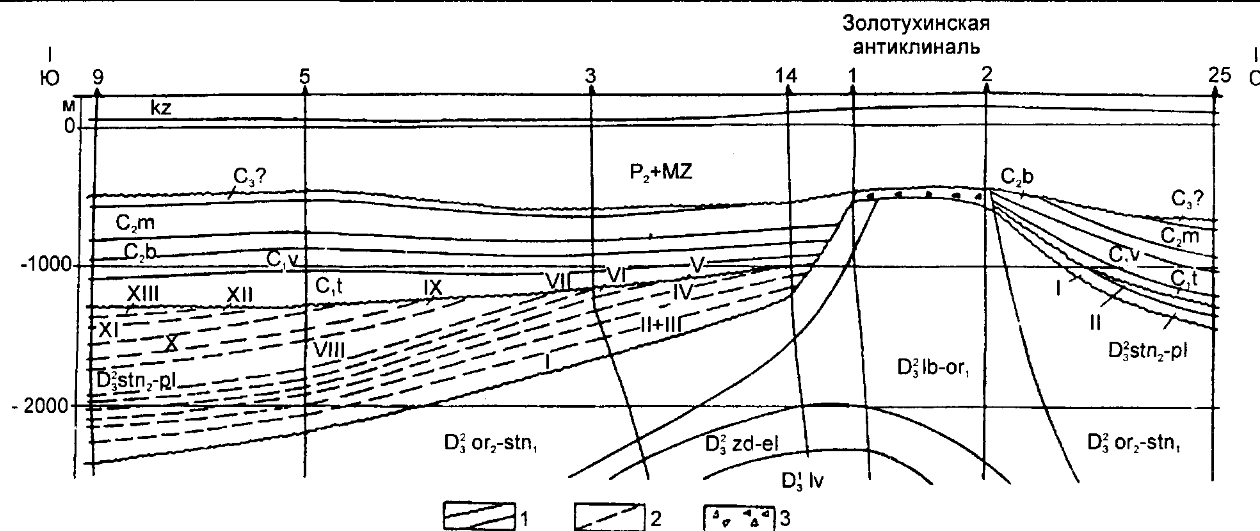


Рис. 5.38. Геологический профиль I—I через Золотухинскую соляную антиклиналь.

1 — стратиграфические границы с размывом и без размыва; 2 — границы литологических пачек; 3 — брекчии кепрока.

ложения нижнего карбона представлены только визейскими и серпуховскими образованиями мощностью от 49 м (скв. Ястребовка 3к) до 115 м (скв. Лоевская P1).

В большинстве разрезов нижнекаменноугольных отложений на контакте с перекрывающими породами имеют место следы выветривания и выщелачивания: известняки обычно перекристаллизованные, окремненные, кавернозные и пористые, а песчано-глинистые породы каолинизированные и ожелезненные.

Турнейский ярус

Отложения турнейского яруса известны только в Припятском прогибе, где имеют наиболее широкое распространение по сравнению с образованиями других ярусов карбона, и вскрыты в разрезах более 430 скважин. Они сохранились от размыва преимущественно в субширотных синклинальных зонах, расположенных между соляными валами и отдельными поднятиями, в сводах которых турнейские отложения обычно отсутствуют. В фациальном отношении турнейские образования на различных участках прогиба неоднородны, что обусловлено неодинаковыми условиями их накопления. На севере и западе прогиба они представлены сероцветной (участками пестроцветной) глинисто-мергельно-известняковой толщей пород с редкими прослоями мелкозернистых песчаников. Характерно обильное содержание в породах остатков остракод и червей, образующих местами прослои (до 5—10 см) остракодово-серпуловых известняков. Из-за сходства отложений девона и карбона проведение нижней границы каменноугольной системы затруднено. Однако вполне возможно их расчленение и корреляция по промыслово-геофизическим данным с использованием опорных разрезов скважин, охарактеризованных палеонтологическими данными. Глины рассматриваемой толщи имеют монтмориллонитово-гидрослюдистый состав (Савченко, 1969). По гранулометрическому составу фракция 0,01—0,001 мм в глинах составляет до 77 %; 0,1—0,01 мм — от 10 до 40; 0,25—0,1 мм — 0,2—8,6; 0,5—0,25 мм — от 0,2 до 5,8 %; зерна крупнее 0,5 мм — доли процента. Медианный диаметр зерен глин глинисто-мергельно-известняковой толщи турне составляет 0,01 мм.

В южной части прогиба (Южно-Ельская и Северо-Ельская синклинальные зоны и др.) турнейские отложения представлены глинисто-песчаными породами пестрой окраски. Это серые и розовато-серые кварцево-полевошпатовые разнозернистые пески и песчаники с прослоями пестроцветных глин, выделяемых в разрезе под названием "железистая толща" (Пистрак и др., 1956; Галубцоў, Кеда, 1959; Голубцов, Махнач, 1961; Савченко, 1969; Дмитриев, 1970, 1977 и др.). Характерная ее черта — присутствие в породах галек кварцита, а в прибортовых разрезах (скважины Словечно 2с, Новая Рудня 23, Скородное 71у и др.) прослоев галечников или конгломератов, а также темно-серых, реже углистых глин с растительными остатками и прослоем угля (до 5 см). В средней части разреза залегает доломит (до 10—15 см) красно-бурого цвета. Остатки остракод и червей, столь характерных для северных разрезов, здесь отсутствуют.

Глины "железистой толщи" являются преимущественно гидрослюдистыми (Савченко, 1969), но содержат в подчиненном количестве каолинит. Алевритовая примесь в них достигает в среднем 23 %. Медианный диаметр зерен песчаников колеблется от 0,14 до 0,61 мм, а коэффициент сортировки — 3,1—6,7. Причем хуже отсортированы крупнозернистые разности (6,7). В легкой фракции терригенных компонентов ос-

Таблица 5.9

Корреляция каменноугольных отложений Беларуси и сопредельных районов

Система	Отдел	Ярус	Надгоризонт	Унифицированная схема Восточно-Европейской платформы 1988 г. (горизонт)	Московская синеклиза (западное и южное крылья) (свита)	Припятский прогиб (свита, слои)	Днепровский прогиб (горизонт)	Донбасс (зона)	Донбасс (известняк)	Львовский прогиб (свита)	Львовский прогиб (известняк)	Гониатитовые зоны	Западная Европа: Отдел	Западная Европа: Ярус	Западная Европа: Подъярус	Западная Европа: Формация	Западная Европа: Складчатость
1	2	3	4	5	6	7	8	9	9	10	10	11	12	13	14	15	16
Каменноугольная	Верхний	Гжельский		Ногинский	Ногинская		Мироновский	C_3d	P_6, Q_1, P_4			*Shumardites-Vidrioceras*	Верхний Силезий	Стефан	ниж. отен	Лимническая	Астурийская
				Павлово-Посадский	Павлово-Посадская		Калиновский								C		
				Добрятинский	Амеревская; Речицкая			C_3c	P_1, O_7								
		Касимовский		Дорогомиловский	Яузская; Тестовская		Торецкий		O_5, O_4^1			*Dunbarites-Parashumardites*			B		
				Хамовнический	Хамовническая			C_3b	O_1						A		
				Кревякинский	Кревякинская	Осташковичская		C_3a	N_5, N_4								
	Средний	Московский		Мячковский	Мячковская	Днепровская	Санжаровский	C_2^me	M_{10}, M_8			*Pseudoparalegoceras-Wellerites*		Вестфал	D	Паралическая	
				Подольский	Подольская		Сабовский	C_2^md, C_2^mc	M_5, M_1						C		
				Каширский	Каширская		Марьевский	C_2^mb	L_7, L_1			*Paralegoceras-Eowellerites*					
				Верейский	Верейская	Гулевичская; Мытвинская	Каменский	C_2^ma	K_3			*Diaboloceras-Winsowoceras*					
		Башкирский		Мелекесский	Азовская	Заозёрная; Движковская	Краснодонский	C_2^be				*Diaboloceras-Axinolobus*			B		
				Черемшанский		Припятская	Макеевский; Зуевский	C_2^bd; C_2^bb-c	I_2, H_4, H_1, G_1	Кречевская	B_3	G_2 *Branneroceras-Gastrioceras*			A		Судетская
				Прикамский		Хойникская	Благодатненский	$C_2^ba_3$	F_1	Паромовская	B_1	*Bilinguites-Cancelloceras*		Намюр	C		
				Северокельтменский			Мануйловский	$C_2^ba_2$	E_8	Морозовичская	N_{10}	G_1			B		
				Краснополянский			Фенинский	$C_2^ba_1$	E_1			R *Reticuloceras-Bashkortoceras*					

Продолжение табл. 5.9

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12		13	14	15	16
Каменноугольная	Нижний	Серпуховский	Старобешевский	Вознесенский			Вознесенский	$C_1^s g$ — E_1, D_6, D_5^8		*Homoceras* H	Верхний	Силезий	Намюр	A	Паралическая	Судетская
				Запалтюбинский	Пестовская		Запалтюбинский	$C_1^s e\text{-}f$ — D_5, D_3	Бужанская N_3	*Fayetevillea-Delepinoceras*						
				Протвинский	Протвинская	Ястребовская	Новолюбовский; Прохоровский	$C_1^s d$ — D_1^5; $C_1^s b\text{-}c$ — D_1^{2H}, C_5	Лишнянская N_1	E_2						
			Заборьевский	Стешевский	Стешевская	Сожская	Самарский	$C_1^s a$	Иваничская V_5^1	*Uralopronorites-Cravenoceras*						
				Тарусский	Тарусская			B_{12}	Порицкая V_3	E_1						
		Визейский	Окский	Веневский	Веневская	Василевичская	Межевской	$C_1^v g$ — B_5, B_1	Устилужская V_2	*Hypergoniatites-Ferganoceras*	Нижний	Динант	Визе	V3c	Кульм / Карбонатная	
				Михайловский	Михайловская											
				Алексинский	Алексинская		Донецкий	$C_1^v f$	Владимирская V_1^4; Нестеровская V_1^3					V3a-3b		
				Тульский	Тульская	Ясенецкая	Стыльский	$C_1^v e$	Винниковская V_1^1; Олесковская V_1	*Beyrichoceras-Goniatites*				V2b		
			Кожимский	Бобриковский	Бобриковская	Богутичская	Сухинский	$C_1^v d$	Куличковская					V1b-2a		
				Радаевский	Глубоковская	Гостовская	Глубокинский	$C_1^v b\text{-}c$		*Merocanites-Ammonellipsites*				V1a		Бретонская
				Косьвинский			Докучаевский	$C_1^v a$						Tn3c		
		Турнейский	Шуриновский	Кизеловский		Ремезовская	Карповский	$C_1^t d$		*Protocanites-Pericyclus*			Турне	Tn3a-b		
				Черепетский	Черепетская		Волновахский; Каракубский	$C_1^t c$; $C_1^t b_2$	Хоревская					Tn2c; Tn2b		
			Ханинский	Упинский	Упинская	Хвоенские	Базалиевский	$C_1^t b_1$		*Protocanites-Gattendorfia*				Tn2a		
				Малевский	Малевская	Новоруднянские								Tn1b		
				Гумеровский	Кулавнинская	Калиновские	?	?						?		
Девон	Верхний	Фаменский		Зиганский		Рубчанские	Руденковский	$C_1^t a_2$	Владимир-Волынская	*Wocklumeria-Kalloclymenia*				Tn1a		
				Хованский	Хованская	Боровские										
				Озёрский	Озёрская	Ствижские; Старобинские	Кременовский	$C_1^t a_1$	Западнобугская (верхняя часть)					Fa2d		

новными минералами являются кварц и калиевые полевые шпаты. Содержание кварца изменяется от 30,8 до 62 %. Среднее его количество в песчаниках и алевритах равно 44,7 %, а в глинах — 42,1 %. В породах установлено высокое содержание калишпатов — от 37,9 до 66 %, что может служить дополнительным минералогическим критерием для разделения железистой и каолиновой толщ. В последней содержание полевых шпатов от 0,25 до 4,3 %.

Промежуточный характер литологического состава пород свойственен центральным районам прогиба, где среди турнейских глин часты прослои песков и песчаников. В песках отмечаются повышенные концентрации кварца от 45,9 до 62,0 %.

Вопрос о границе девона и карбона в Припятском прогибе, так же как и на Восточно-Европейской платформе и в Западной Европе, дискуссионный, здесь не наблюдается видимого перерыва между девонскими и каменноугольными отложениями. Дискуссии о границе девона и карбона ведутся уже более 150 лет, т. е. с тех пор, как в 1838—1840 гг. А. Сэджвик и Р. Мурчисон провели ее на разных стратиграфических уровнях при сопоставлении в разобщенных районах (Корнуэлл и Девоншир) двух разнофациальных, но одновозрастных серий: динантской и кульмской. На II Международном (Геерленском) конгрессе по стратиграфии и геологии карбона в 1935 г. эта граница была принята по цефалоподам в кровле генозоны *Wocklumeria* и в подошве генозоны *Gattendorfia*, т. е. по появлению *G. subinvoluta (Mstr.)*. В 1979 г. данное решение было дополнено Международной рабочей группой по границе девона и карбона операциональным определением границы: первое появление конодонта *Siphonodella sulcata (Hud.)* внутри эволюционной линии от *S. praesulcata Sand.* до *S. sulcata (Hud.)*, которая несколько предшествует возникновению *Gattendorfia* в разрезе Хоннеталь (Граница ..., 1988).

В Припятском прогибе обоснование границы между отложениями девона и карбона по палинологическим данным выполнила Г.И. Кедо (1957, 1959). С самого начала установления в прогибе пограничных слоев (1954 г.) эта граница всегда проводилась в подошве малевского горизонта турнейского яруса и по кровле озерско-хованских слоев заволжского горизонта фаменского яруса девона (Галубцоў, Кеда, 1959; Голубцов, Кедо, 1960; Голубцов, Махнач, 1961; Кедо, Голубцов, 1971). В последующее время в основании разреза карбона из малевских образований Г.И. Кедо (1975) выделила калиновские слои, охарактеризованные споровым комплексом зоны *Hymenozonotriletes pusillites*, а в подстилающих отложениях полесского горизонта фаменского яруса ею установлены комплексы зоны *Hymenozonotriletes lepidophytus*. По смене споровых комплексов двух палинозон, ставших глобальными, и проводится эта граница в Припятском прогибе. Данные выводы узаконены решением совещания 1986 г. (Минск) и утверждены МСК для всей территории Беларуси, Украины и России (Граница ..., 1988). Г.И. Кедо (1975) не исключала перерыва в осадконакоплении между девоном и карбоном и отмечала "явление переотложения" в основании калиновских слоев. Эти факты могут указывать не только на предмалевский, но и предкалиновский перерывы в седиментации. Позже, изучив остракоды *Paraparchites multus Pol.* из низов малевских отложений, Э.К. Демиденко (1976) подтвердила трансгрессивное залегание последних "на различных по возрасту отложениях верхнего девона" и пришла к выводу "о наличии перерыва между девоном и карбоном", т. е. о предкалиновском перерыве в седиментации в прогибе. Одновозрастные и, по-видимому, синхронные перерывы (предсотчемшорский и предмалевский) отметила А.В. Дуркина на территории Тимано-Печорской плиты (Граница ..., 1988).

Проведение верхней границы турнейских отложений также затруднено. Литологически она проводится в подошве каолиновых глин с гостовскими и богутичскими спорами, но точно определить ее можно только с помощью палинологического анализа (Кедо, Голубцов, 1981). Общая мощность турнейских образований 100—200, реже 300—400 м, максимально достигает 642 м (скв. Речицкая 104 Р).

В разрезе турнейского яруса Припятского прогиба представлены все его горизонты, выделяемые в стратиграфической схеме карбона Восточно-Европейской платформы 1988 г. (Решение ..., 1990). По комплексам спор и остракод, частично конодонтов, турнейские образования хорошо сопоставляются как со стратотипическими разрезами Подмосковья, где находятся стратотипы большей части горизонтов турне, так и Южного Урала (гумеровский и кизеловский горизонты). Турнейские отложения Припятского прогиба могут служить в качестве эталонных разрезов для всей территории Восточно-Европейской платформы. По сравнению со схемой 1962 г. (Решения ..., 1965), в новой схеме положение турнейского яруса претерпело некоторые изменения. Вместо лихвинского (установлен в 1930 г., в ранге подъяруса — с 1951 г., стратотип — в окрестностях г. Лихвин на р. Оке) введен ханинский надгоризонт, а чернышинский надгоризонт заменен на шуриновский. Кроме того, в основании турнейского яруса выделен гумеровский горизонт (стратотип в обнажении на р. Зиган, Южный Урал). Во многих районах платформы этому горизонту соответствует перерыв в седиментации и разрез карбона там начинается с малевского горизонта.

В составе турнейского яруса Припятского прогиба выделены ханинский и шуриновский надгоризонты (рис. 5.39). В первом установлены калиновские, новоруднянские и хвоенские слои, а во втором — реме-

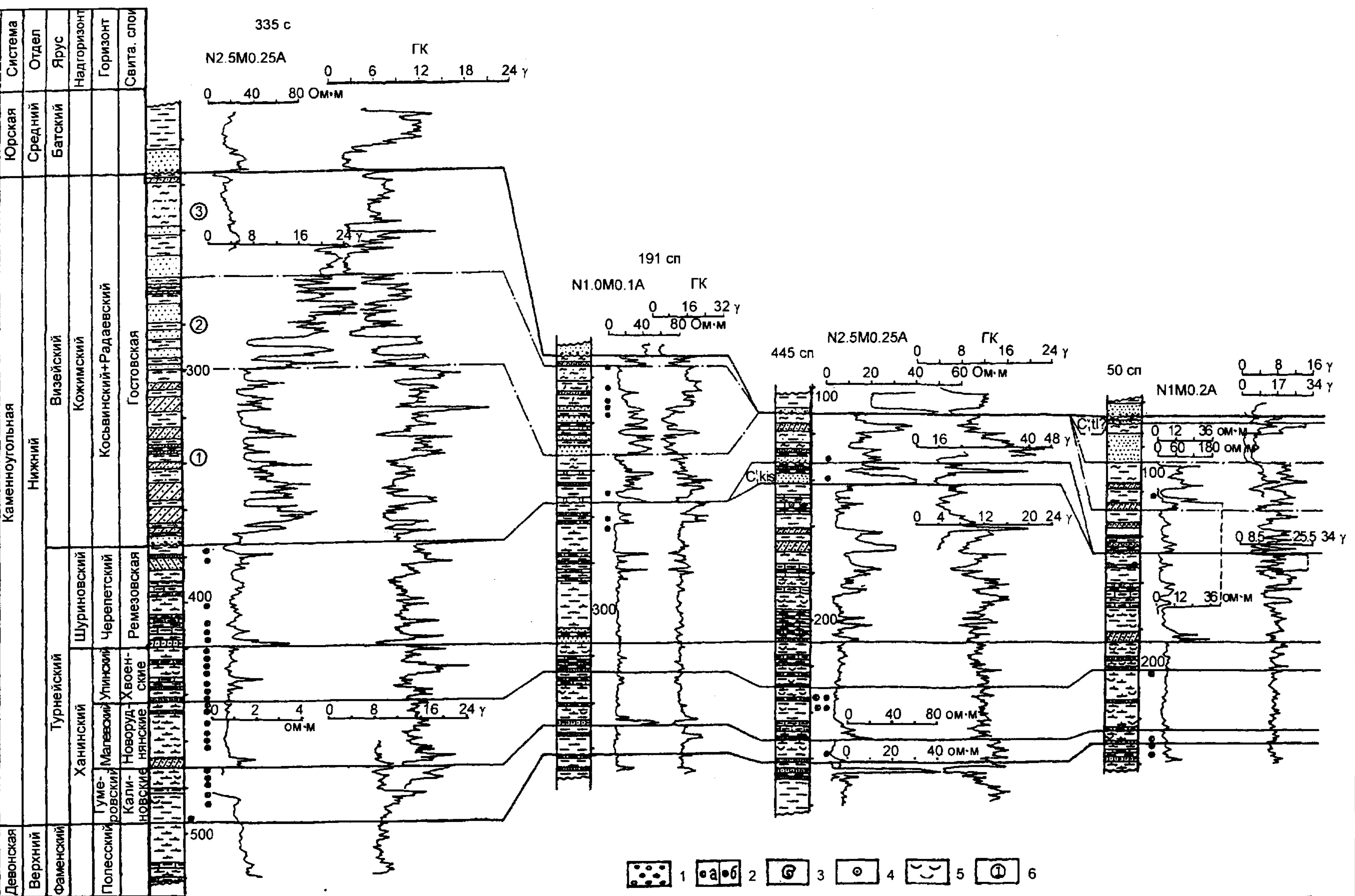


Рис. 5.39. Сопоставление разрезов скважин, вскрывших турнейские и нижневизейские отложения нижнего карбона в западной части Припятского прогиба по линии II—II.

1 — гравелит, 2 — образцы с изученными остракодами (а) и спорами (б), 3 — брахиоподы, 4 — криноидеи, 5 — остракоды, 6 — номера литологических пачек гостовской свиты.

зовская свита, объединяющая отложения черепетского и кизеловского горизонтов.

Ханинский надгоризонт. ***Калиновские слои*** **(свита)** установлены палинологическими исследованиями Г.И. Кедо (1957), дополнены материалами В.И. Авхимович (Авхимович, 1986_{1-2}; Граница ..., 1988), а также подтверждены данными по остракодам (Демиденко, 1976, 1982). В схеме карбона (Решение ..., 1990) калиновские слои (свита) соответствуют гумеровскому горизонту. В составе стратона выделены две подсвиты. Нижняя (мощность до 4,5 м) сложена глинами серыми, темно-серыми до черных, тонкоплитчатыми, слабокарбонатными и некарбонатными, с обильными остатками остракод, рыб и многочисленными спорами с зональным видом *Vallatisporites pusillites (Kedo) Dolby et Neves*. Из остракод характерны *Shishaella petrikovkiensis Tschig.*, *Glyptolichwinella ex gr. spiralis (Jon. et Kirk.)*, *Cavellina eichwaldi Posn.*, *Cryptophyllus ex gr. socialis (Eichw.)* и др., черви *Serpula ex gr. vipera Wen.* (Демиденко, 1976, 1982). Растительные остатки представлены мелким детритом и спорами небольшой по объему палинозоны *Vallatisporites pusillites — Retispora lepidophyta — Hymenozonotriletes explanatus* (PLE), которая на территории платформы выделена в нижней части палинозоны *Vallatisporites pusillites* (Кедо, 1957; Граница ..., 1988). Из спор определены следующие виды: *Vallatisporites pusillites (Kedo) Dolby et Neves.*, *V. vallatus Hacq.*, *V. verrucosus Hacq.*, *V. hystricosus (Winslow) Byvsch.*, *Retispora lepidophyta (Kedo) Playf. var. tenera* и *var. minor Kedo*, *Hymenozonotriletes explanatus (Lub.) Kedo*, *Tumulispora variverrucata (Playf.) Stapl. et Jans.*, *Lophozonotriletes excisus Naum.*, *Cristatisporites colliculus Playf.* Из новых видов важное значение имеет появление в небольшом количестве в комплексе *Verrucosisporites nitidus (Naum.) Playf.* Этот вид является зональным для одновозрастных отложений Западной Европы. Мощность отложений подсвиты до 14 м (Решение ..., 1990).

Верхняя подсвита сложена глинами серыми, темно-серыми и зеленовато-серыми, комковатыми и плитчатыми, карбонатными, с прослойками (1—2 см) глинистых известняков. В основании залегает прослой (3 см) песчаника серовато-буроватого, тонкозернистого и глинистого. Определены остракоды *Shishaella petrikovkiensis Tschig.* и *Carbonita malevkensis Posn.* По спорам верхняя подсвита относится к палинозоне *Vallatisporites pusillites — Tumulispora malevskensis* (PM), которая выделена на территории платформы в верхней части палинозоны *Vallatisporites pusillites*. По данным В.И. Авхимович (Граница ..., 1988), в споровом комплексе преобладают *V. pusillites (Kedo) Dolby et Neves* и *V. vallatus Hacq.*, резко возрастает количество *Tumulispora malevkensis (Kedo) Turnau* и увеличивается содержание *Cymbosporites minutus (Kedo) Avch. comb. nov.*, *Convolutispora major (Kedo) Turnau*, *Lophozonotriletes excisus Naum.* Впервые появляются *Chelinosporites mischkinensis (Byvsch.) Byvsch.* и *Tholisporites esenensis Byvsch.* Немногочисленны *Retispora lepidophyta (Kedo) Playf. var. tenera* и *var. minor Kedo*, которые в верхней половине подсвиты встречаются уже единично (Граница ..., 1988). Мощность отложений подсвиты 6—15 м (Решение ..., 1990).

Калиновские слои хорошо устанавливаются по данным геофизических исследований скважин (ГИС). Они выделены в качестве литолого-геофизического репера ($C_1^1 R_1$) и прослежены во многих скважинах Припятского прогиба (Толстошеев, 1988). Общая мощность калиновских слоев до 28,5 м.

Новоруднянские слои выделили Г.И. Кедо, В.К. Голубцов и Э.К. Демиденко (Материалы ..., 1981) по результатам изучения спор и остракод. В схеме карбона (Решение ..., 1990) они соответствуют малевскому горизонту. В Припятском прогибе отложения малевского горизонта установил в 1954 г. В.К. Голубцов по данным изучения остракод в скв. Ананчицы 55 с в интервале 128,1—155,6 м. В 1955—1956 гг. они подтверждены споровыми комплексами, изученными Г.И. Кедо из турнейских образований прогиба. По споровым комплексам она выделила три зоны: нижняя — *Hymenozonotriletes pusillites*, средняя — *Archaeozonotriletes malevkensis* и верхняя — со спорами упинского облика (Галубцоў, Кеда, 1959). В последующее время нижняя зона стала характеризовать калиновские слои (Кедо, 1975), средняя — новоруднянские слои (Материалы ..., 1981), а верхняя — упинский горизонт (Демиденко, Кедо, 1975) или хвоенские слои.

Новоруднянские слои залегают на калиновских слоях или изредка на различных уровнях полесских отложений верхнего девона (Материалы ..., 1981). Нижняя граница проводится по прослою крепкого песчаника, кварцевого, известковистого, мелкозернистого, реже с мелкой галькой кварцита. Слои сложены песчано-глинистыми серыми и зеленовато-серыми породами с прослоями мергелей, редкими линзами известняков, многочисленными остатками остракод, червей, рыб и спор. По литологическому составу пород и палинологической характеристике они имеют некоторые различия и разделены на четыре пачки, охарактеризованные спорами. Из остракод характерны *Evlanella sokolovi Tschig.*, *Carbonita malevkensis Posn.*, *Gutschickia kedoae Dem.* Две нижние пачки содержат споры: *Tumulispora variverrucata (Playf.) Stapl. et Jans.*, *T. rarituberculata (Lub.) Pot.*, *Lophozonotriletes excisus Naum.*, *Dictyotriletes trivialis Kedo*, *D. submarginatus Playf.*, *Convolutispora major (Kedo) Turnau*, *Corbulispora cancellata (Waltz) Bhar. et Venk.*, *Spelaeotriletes balteatus (Playf.) Higgs.* Обе пачки вмещают комплекс спор палинозоны *Tumulispora malevkensis*, которая установлена на Восточно-Европей-

ской платформе в стратотипе малевского горизонта в Подмосковье. Комплекс спор имеет широкое распространение в различных регионах платформы и может служить реперным уровнем (Граница ..., 1988). В двух верхних пачках определены споры: *Cymbosporites acutus (Kedo) Byvsch., Grandispora echinata Hacq., G. microspinosa (Byvsch.) Byvsch., Spelaeotriletes balteatus (Playf.) Higgs., Kraeuselisporites hibernicus Higgs, Dibolisporites distinctus (Clayt.) Playf., Apiculiretusispora rarispinosa (Jusch.) Byvsch.* Комплекс спор верхней части слоев имеет переходный характер от малевского к упинскому (Граница ..., 1988). Мощность слоев от 2,5 до 35 м.

Хвоенские слои соответствуют упинскому горизонту (Решение ..., 1990). В Припятском прогибе выделены на основании изучения комплексов остракод и спор в разрезе скв. Хвоенск 260 с в интервале 265—295 м (Демиденко, Кедо, 1975). Слои сложены, в основном, мергелями и глинами зеленовато-серыми и светло-серыми, реже пестроцветными, карбонатными, с прослоями песков, песчаников и глинистых известняков. В глинах отмечаются частые прослои остракодовых известняков-ракушняков. В толще пород встречены обильные остатки остракод, серпул, рыб и споры растений. Из-за постепенного перехода новоруднянских слоев в хвоенские нижняя граница последних нечеткая и часто проводится в подошве песчаника светло-серого, крепкого и кварцевого (скважины Петриков 320, 331 и др.). По литологическим и палеонтологическим особенностям слои делятся на нижнюю и верхнюю пачки. Определены остракоды: *Cavellina polenovae Dem., C. eichwaldi Posn., Carboprimitia polenovae Posn., Evlanella aff. sokolovi Tschig., Chamishaella lysi Tschig.* По спорам отложения относятся к палинозоне *Grandispora upensis.* В отложениях установлены споры: *Cymbosporites acutus (Kedo) Byvsch., C. varius Byvsch., Grandispora echinata Hacq., Apiculiretusispora rarispinosa (Jusch.) Byvsch., A. septalia (Jusch.) Byvsch., Dibolisporites distinctus (Clayton) Playf., Hymenozonotriletes explanatus (Lub.) Kedo, Potoniesporites monotuberculatus (Byvsch.) Byvsch., Tumulispora obscura Stapl. et Jans.* Мощность отложений до 53 м.

Шуриновский надгоризонт установлен в Припятском прогибе и выделен в объеме **ремезовской свиты**. Ее нижняя и верхняя подсвиты соответствуют черепетскому и кизеловскому горизонтам (Решение ..., 1990). Отложения ремезовской свиты установлены в прогибе палинологическими исследованиями Г.И. Кедо и В.К. Голубцовым в составе железистой толщи (Кедо, 1958, 1963; Галубцоў, Кеда, 1959).

Отложения нижней подсвиты или **черепетского горизонта** выявлены палинологическими исследованиями (Кедо, 1958, 1963; Галубцоў, Кеда, 1959) и затем подтверждены данными изучения остракод (Стратиграфические ..., 1978). Горизонт сложен глинами темно- и зеленовато-серыми, изредка пестроцветными, с прослоями мергелей и глинистых известняков, с обильными остатками остракод, рыб, червей и многочисленными спорами. Определены остракоды *Faxites aff. monospinosus Gurev., Glyptolichwinella aff. dorogobuzhica Posn., G. aff. tcherepetiensis Posn., G. aff. kotlukovi Posn., Cavellina eichwaldi Posn., Carbonita tcherepetiensis Posn.* и др.; конодонты *Polygnathus parapetus Druce, P. inornatus Bran., P. lobatus Bran. et Mehl, Clydagnathus cavusformis Rhodes, Austin et Druce, C. gilwernensis Rhodes, Austin et Druce, Patrognathus variabilis Rhodes, Austin et Druce, Bispathodus stabilis (Bran. et Mehl), B. plumulus Rhodes, Austin et Druce.* Из спор характерны *Hymenozonotriletes rugosiusculus (Jusch.) Kedo, H. submirabilis (Lub.) Kedo, Lophozonotriletes monotorosus Kedo, Archaeozonotriletes malevkensis Kedo, A. amplectus (Naum.) Kedo, Dictyotriletes tschernyschensis Jusch.* В породах наблюдаются трещины усыхания, желваки пирита. Нижняя граница горизонта в Туровской центриклинали прогиба проводится в основании прослоя песчаника серого, крупнозернистого, крепкого. В северной зоне переход от ханинских пород к шуриновским постепенный и поэтому здесь граница проводится условно по кровле темно-серых до черных глин упинского возраста. В Южно-Ельской синклинальной зоне за основание горизонта предположительно взята подошва пестроцветных пород железистой толщи. Мощность отложений горизонта до 200 м.

Отложения верхней подсвиты или **кизеловского горизонта** также установлены по данным спор (Галубцоў, Кеда, 1959). Они выделяются только в южных районах прогиба и сложены песками, песчаниками с прослоями глин, редкими прослоями угля, с частым растительным детритом, спорами растений и редкими фораминиферами (*Bisphaera sp.* и др.). Из спор определены: *Archaeozonotriletes multiplicabilis Kedo, Dictyotriletes tschernyschensis Jusch., D. magnus (Naum.) Kedo, Lophozonotriletes rarituberculatus (Lub.) Kedo, L. cristifer (Lub.) Kedo, Reispora setosus Kedo, Lophotriletes minutissimus Naum., Trematozonotriletes goniacanthus (Waltz) var. gracilis Kedo, Trilobozonotriletes inciso-trilobus Naum.* Мощность отложений до 52 м.

Визейский ярус

Визейские отложения Припятского прогиба разделены на два надгоризонта: кожимский (гостовская и богутичская свиты) и окский (ясенецкая и василевичская свиты). Нижняя граница визейского яруса проводится в основании пачки крупнозернистого песка, а в южных районах ей соответствует прослой кварцитового конгломерата (Геология СССР. Т. III. Белорусская ССР, 1971).

Кожимский надгоризонт. **Гостовская свита** установлена Г.И. Кедо и В.К. Голубцовым в 1979 г. по

спорам и выделена из каолиновой толщи, ранее полностью относимой к бобриковскому горизонту (Кедо, Голубцов, 1981). Ее нижняя граница довольно четкая и проводится в основании прослоя песка или глинистого песчаника буровато-серого, иногда розового и мелкозернистого. Свита отличается четким цикличным строением. Она сложена в нижней части цикла песчаными породами, а в верхней — глинами аргиллитоподобными, в различной степени каолиновыми, с прослойками угля, отпечатками стигмарий и ризоидов, со спорами растений. Из спор наиболее характерны следующие виды: *Acanthotriletes dominans Kedo, A. multisetus (Lub.) Kedo, Dictyotriletes cancellathus (Waltz) Jusch., D. magnus (Naum.) Kedo, Archaeozonotriletes multiplicabilis Kedo, A. literatus (Waltz) Kedo, Euryzonotriletes macrodiscus (Waltz) Isch., E. ciliato-marginatus (Waltz) Byvsch., Lophotriletes minutissimus Naum.* Определены отпечатки растений: *Stigmaria ficoides Brong., Lepidodendron veltheimi Stq.* (Кедо, Голубцов, 1981). В свите выделено три пачки-цикла (I—III) с характерным для каждой из них литологическим составом пород. На каротажных диаграммах они выделяются (рис. 5.40) нередко высокими значениями на кривых КС и ГК и этим заметно отличаются от величин кривых КС и ГК, характеризующих турнейские отложения. В стратиграфическом отношении гостовская свита является аналогом **косьвинского** и **радаевского горизонтов**. Ее мощность в разрезах на юге прогиба превышает 190 м (Кедо, Голубцов, 1981).

Бобриковский горизонт выявлен в Припятском прогибе В.К. Голубцовым (1957) в объеме каолиновой толщи. Полученные новые материалы позволили пересмотреть объем бобриковского горизонта. Он выделяется теперь в самой верхней части каолиновой толщи как **богутичская свита** (Кедо, Голубцов, 1981) в составе IV пачки-цикла. Сложена свита в нижней части песком, а в верхней — глинисто-алевролитовыми белыми и розовыми каолиновыми породами, часто переходящими в чистый каолин с редкими остатками растений, со спорами и мегаспорами. Весьма характерно присутствие прослоев бокситов, бокситоподобных пород и давсонита, а также бурых углей (Голубцов, 1957; Дмитриев, 1970, 1977; Геология СССР. Т. III. Белорусская ССР, 1971; Курочка и др., 1972; Бирина, 1973; Дмитриев, Курочка, Фролов, 1975; Курочка, 1975; Курочка, Зыков, Зингерман и др., 1977; Савченко, 1977; Кедо, Голубцов, 1981; Зингерман и др., 1982; Гарецкий, Голубцов, Виниченко и др., 1995; Давсонит Беларуси, 1995). Именно в результате поисково-разведочных работ (1973—1980 гг.) на боксито-давсонитовые руды (и ранее — на бурые угли в 1955—1960 гг.) на Заозерной антиклинали были получены основные материалы по каменноугольным отложениям Припятского прогиба, т. к. здесь пробурено более 100 скважин с полным отбором керна. Кстати, все горизонты визейского яруса, как и свиты среднего карбона, выделены по материалам изучения разрезов Заозерного поднятия (Голубцов, 1957, 1963; Геология СССР. Т. III. Белорусская ССР, 1971). Из спор определены: *Dictyotriletes magnus (Naum.) Kedo, Euryzonotriletes variabilis Naum., E. subcrenatus (Waltz) Kedo et Jusch., Archaeozonotriletes literatus (Waltz) Kedo, Trematozonotriletes variabilis (Waltz) var. minor Kedo, T. goniacanthus (Waltz) Naum., T. gibberosus Kedo et Jusch., Simozonotriletes intortus (Waltz) Isch. var. trigonus Kedo* и др. Из отпечатков листьев характерны *Stigmaria ficoides Brong.* (Кедо, Голубцов, 1981). Между отложениями богутичской и гостовской свит отсутствует резкий контакт и наблюдается постепенный переход одних образований в другие. Сходство разновозрастных отложений позволило долгое время выделять их в единую каолиновую толщу. Согласно палинологическим данным отложения богутичской свиты распространены только на Заозерной площади и в Южно-Ельской синклинальной зоне. В других участках прогиба они, видимо, размыты или не отлагались и здесь залегают лишь образования гостовской свиты, подтвержденные спорами. Мощность пород богутичской свиты на Заозерной площади от 7 до 46 м.

Окский надгоризонт. **Ясенецкая свита (тульский горизонт)** по литологическому составу пород и ископаемой фауне отчетливо расчленяется на две части: нижнюю — глинистую и верхнюю — глинисто-известняковую. Граница между ними проводится по подошве первого известняка в разрезе. В основании свиты на юге прогиба залегают прослои кварцитового конгломерата или галечника (скв. Словечно 2 с), иногда гравелита с каолиновым цементом. Главную роль в разрезе играют глинистые породы (до 80 %), песчано-алевритовые составляют не менее 15—18 %, а карбонатные — не более 3—4 % (Палер, 1969). В центральных и южных районах вскрыто от 1 до 9 прослоев угля. Карбонатные породы представлены известняками и доломитами с 80—100 %-ым содержанием карбонатных минералов. Они залегают в виде маломощных прослоев среди некарбонатных глин. Состав глинистого вещества в отложениях ясенецкой свиты каолинитово-гидрослюдистый, иногда отмечается незначительная примесь монтмориллонита. Здесь наблюдается большее содержание каолинита, чем в вышележащих образованиях. Среди набора тяжелых минералов количества турмалина и циркона в описываемых отложениях более высокие, чем в вышележащих породах окского надгоризонта. В образованиях ясенецкой свиты встречены разнообразные остатки фораминифер, брахиопод, остракод, конодонтов, гониатитов. Определены следующие виды: гониатит *Bollandoceras aff. globosus Bisat.*; фораминифер *Ammodiscus priscus Raus., Endothyra prisca Raus. et Reitl., Archaediscus karreri Brady, A. krestovnikovi*

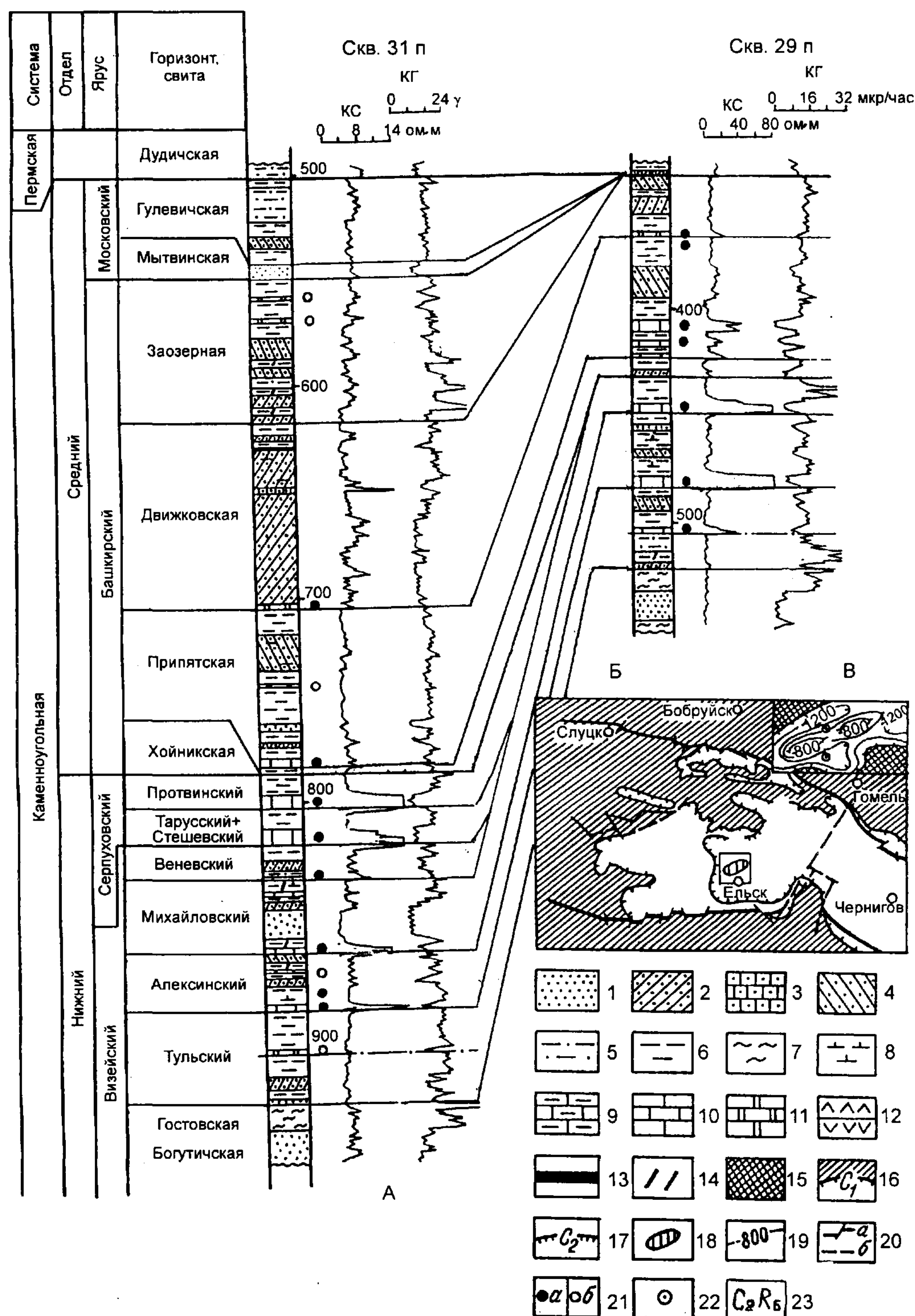


Рис. 5.40. Сопоставление разрезов скважин, вскрывших каменноугольные отложения на Заозерной антиклинали Припятского прогиба (А), схема распространения каменноугольных отложений Припятского прогиба (Б) и структурная карта подошвы отложений карбона Заозерной антиклинали (В).

1 — песок, 2 — песчаник, 3 — песчаник крепкий, 4 — алевролит, 5 — глина песчанистая и алевритовая, 6 — глина, 7 — глина каолиновая, 8 — глина карбонатная, 9 — известняк глинистый, 10 — известняк, 11 — доломит, 12 — ангидрит, гипс, 13 — уголь, 14 — углистость, 15 — участки отсутствия пород карбона на соляных куполах, 16 — площадь распространения нижнекаменноугольных отложений, 17 — условная граница распространения образований среднего карбона, 18 — Заозерная антиклиналь, 19 — изогипсы подошвы образований карбона; 20 — разломы краевые региональные (а), прочие (б), 21 — образцы с конодонтами (а) и пустые (б), 22 — буровые скважины, 23 — литолого-геофизический репер.

var. pusilla Raus., Tetrataxis angusta Viss., T. pusillus Golub., Endostaffella ex gr. parva (Moell.); брахиопод *Lingula aff. squamiformis Phill., Gigantoproductus cf. latiexpansus Sar., G. cf. janischewskii Sar., Semiplanus semiplanus plicata Jan.*; остракод *Microcheilinella ex gr. subcorbuloides (Jon. et Kir.), Bairdia distracta Eichw.*; конодонтов *Dryphenotus girtyi intermedius (Hass), D. girtyi collinsoni (Rhodes, Austin et Druce), D. girtyi cf. rhodesi (Hig.), Spathognathodus scitulus (Hinde), Neoprioniodus peracutus (Hinde), N. singularis (Hass), Ligonodina tenuis (Bran. et Mehl)*. В породах определены и споры. Мощность образований тульского горизонта не более 50 м.

Василевичская свита включает образования алексинского, михайловского и венёвского горизонтов (Решение ..., 1990). Отложения **алексинского горизонта** залегают на тульских без видимого перерыва. Переход одних отложений в другие постепенный. Горизонт сложен глинами с прослоями известняков, песчаников, песков, сидерита. Нижняя граница проводится в южных районах прогиба в основании двух близко расположенных прослоев известняка, а в центральных и северных — в подошве крупного прослоя известняка (до 6—8 м), который подстилается нередко прослоем угля мощностью 0,2—0,4 м. В керне и на каротажных диаграммах одиночный или сдвоенный прослой известняка хорошо узнается и выделяется как литолого-геофизический репер "алексинский известняк" — C_1^2 R_2 (Толстошеев, 1988). Он характеризуется высокими значениями на кривых КС и НГК и минимумом на ГК и ПС. Глины имеют каолинитово-гидрослюдистый состав на большей части прогиба, а в северо-восточных его районах — монтмориллонитово-каолинитово-гидрослюдистый (Палер, 1969). В породах содержатся многочисленные остатки фораминифер, брахиопод, остракод, мшанок, криноидей, трилобитов, пелеципод, водорослей, кораллов, спор. Из фораминифер наиболее характерны следующие виды: *Ammodiscus volgensis Raus., Endothyra similis Raus. et Reitl., Globoendothyra globulus (Eichw.), Omphalotis omphalota var. minima (Raus. et Reitl.), Archaediscus moelleri Raus., Tetrataxis media Viss., Palaeotextularia longiseptata Lip., Eostaffella mosquensis Viss., Mediocris mediocris (Viss.)*; из брахиопод определены *Lingula cf. elliptica Phill., Rhypidomella michellini (Eveile), Chonetes bovgurkensis Bel., Striatifera cf. striata (Fisch.), Semiplanus semiplanus (Schw.) var. plicata Jan., Marginifera praecursor (Muir-Wood)*; из остракод *Chamishaella auriculata (Posn.), Amphissites aff. batalinae Posn., Glyptopleura spinosa (Jon. et Kir.), G. ex gr. plicatula Posn., Microcheilinella subcorbuloides Jon. et Kir.*; из конодонтов *Dryphenotus girtyi rhodesi (Hig.), D. bilineatus (Roun.), Neoprioniodus singularis (Hass), N. tulensis (Pan.), Magnilaterella complectens (Clar.), Apatognathus petilis Var.*; из мшанок *Fenestella minor Nikif., F. major Nikif., Septopora aff. okensis Shishova, Nematopora ex gr. tulensis Moroz., Rhabdomeson cf. heckeri Sch.-Nest.*; среди известковых водорослей были встречены довольно многочисленные нодозинеллы, *Kulikia sphaerica Golub., Calcifolium okense Schw. et Bir.* Мощность алексинских отложений 4—51 м.

Отложения **михайловского горизонта** отличаются от алексинских большим количеством известняков, частично органогенных, почти целиком состоящих из остатков фораминифер, водорослей, криноидей, брахиопод и др. Нижняя граница горизонта проводится в основании песков, залегающих в подошве карбонатной глины с прослоем известняка. Но не часто удается проследить эту границу на каротажных диаграммах тех скважин, где керн отсутствует. Поэтому граница для упрощения проводится в подошве (как и в алексинском горизонте) крупного прослоя известняка мощностью до 6—10 м, подстилаемого прослоем угля до нескольких десятков сантиметров. Данный известняк тоже выделяется как литолого-геофизический репер (C_1^2 R_3) — "михайловский известняк" и характеризуется аналогично алексинскому высокими значениями на кривых КС и НГК и минимумами на ГК и ПС. Состав глин горизонта гидрослюдистый, каолинитово-гидрослюдистый, монтмориллонитово-гидрослюдистый и монтмориллонитовый (Палер, 1969). Встречены остатки фораминифер, брахиопод, гастропод, пелеципод, кораллов, морских ежей, криноидей, мшанок, остракод, конодонтов и рыб. Наиболее характерны фораминиферы *Endothyra bradyi Mikh., Omphalotis omphalota (Raus. et Reitl.), Archaediscus moelleri Raus., A. moelleri var. gigas Raus., Tetrataxis submedia Brazhn., T. quasiconica Brazhn., Howchinia qibba (Moell.), Eostaffella aff. ikensis Viss., E. constricta Gan., Millerella minutissima (Raus.), Mediocris mediocris var. ovalis (Viss.)*; брахиоподы *Avonia joungiana (Dav.), Echinoconchus punctatus (Mart.), E. elegans (M'Coy), Buxtonia mosquensis Ivan., Linoproductus cf. tenuistriatus (Vern.), Gigantoproductus cf. moderatus (Schw.), G. cf. giganteus (Mart.), Striatifera cf. striata (Fisch.), Pugilis rossicus Sar., Eomarginifera lobata (Sow.)*; остракоды *Chamishaella suborbiculata (Münst.), Glyptopleura plicatula Posn., Carbonita protracta Zan., Bairdia distracta Eichw., B. alta var. curvirostris Posn., B. jonesi var. adiposa Zan.*; конодонты *Dryphenotus girtyi girtyi (Hass), Neoprioniodus singularis (Hass), Spathognathodus scitulus (Bran. et Mehl), Hindeodella cf. undata Bran. et Mehl, Hibbardella milleri Hig.*; кораллы *Dibunophyllum sp.*; мшанки *Fenestella aff. major Nikif., Tabulipora montifera (Ulr.), Penniretipora aff. punctata Shishova, P. cf. triangulata Sch.-Nest., Septopora ex gr. chestriensis Prout.* В известняках, кроме того, обычны известковые водоросли *Calcifolium okense Schw. et Bir., C. punctatum Masl., Girvanella ducii Weth., Nodosinella sp., Kulikia sphaerica Golub.* Мощность отложений горизонта 15—45 м.

Отложения **венёвского горизонта** занимают значительно меньшую площадь в Припятском прогибе по сравнению с образованиями других горизонтов нижнего карбона и сохранились от размыва в изолированных межкупольных понижениях. Они сложены светло-серыми известняками с прослоями мергелей, глинами и песчано-алевролитовыми породами. В наиболее погруженных участках синклиналей и мульд в основании венёвского горизонта наблюдается прослой в несколько метров известняка (скважины Осташковичи 11к, Малодушинская 20Р и др.), отмеченного на каротажных диаграммах высокими значениями кривых КС и НГК и минимумами на ГК и ПС. Известняк также выделяется как литолого-геофизический репер (C_1^2 R_4), имеющий только небольшое площадное распространение, в основном, в разрезах восточной части прогиба. В глинах преобладают монтмориллонитово-гидрослюдистые и монтмориллонитовые разности (Палер, 1969). Венёвские известняки светло-серые, мшанково-криноидные, с остатками брахиопод, пелеципод, фораминифер, остракод, конодонтов, спикул губок, водорослей и спор растений. Определены следующие характерные фораминиферы: *Endothyra bradyi Mikh., E. paraprisca Schlyk., Endothyranopsis crassa (Brady), E. crassa sphaerica (Raus. et Reitl.), Archaediscus moelleri Raus., A. moelleri var. gigas Raus., Neoarchaediscus timanicus (Reitl.), Tetrataxis gigas Brazhn., Howchinia declivis Gan., Eostaffella proikensis Raus., E. oblonga Gan., E. ovesa Gan., Millerella pressula Gan.*; брахиоподы *Buxtonia scabricula (Mart.), B. mosquensis Ivan., Eomarginifera praecursor (M.-W.), Antiquatonia cf. serenensis Sar.*; конодонты *Dryphenotus girtyi girtyi (Hass)*; пелециподы *Polidevcia attenuata (Flem.)*, а также водоросли *Calcifolium punctatum Masl.* и *C. okense Schw. et Bir.* Мощность отложений горизонта от 5 до 20 м.

Серпуховский ярус

Отложения серпуховского яруса в Припятском прогибе сложены породами сожской (тарусский и стешевский горизонты) и ястребовской (протвинский горизонт) свит.

Отложения **сожской свиты** установили в ранге серпуховского надгоризонта Г.А. Белоусова (1974) и В.И. Курилин (1974) на основании изучения брахиопод и фораминифер. Они присутствуют в наиболее погруженных участках прогиба и представлены глинами голубовато-серыми, реже темно-серыми, некарбонатными с прослоями доломитизированных известняков, доломитов, алевролитов и угля. В нижней части **тарусского и стешевского горизонтов** залегают известняки серые, мелкокристаллические, с брахиоподами, кораллами, криноидеями, мощностью от 1,5 до 6,7 м. В них определены характерные фораминиферы *Loeblichia ukrainica (Brazhn.), Asteroarchaediscus parvus (Raus.), Neoarchaediscus minimus (Grozd. et Leb.), N. postrugosus (Reitl.), Eostaffella mosquensis var. acuta Raus., E. ex gr. pseudostruvei (Raus. et Bel.), Globivalvulina moderata Reitl.*; брахиоподы *Schizophoria cf. resupinata (Mart.), Orthotetes hindi (Thom.), Buxtonia scabricula (Mart.), B. mosquensis Ivan., Fluctuaria undata (Defr.), Striatifera cf. striata (Fisch.), Productus subcarbonarius Sar., Antiquatonia costata (Sow.), A. khimenkovi (Jan.), Ambocoelia urei (Flem.), Phricodothyris lineata (Mart.)*; конодонты *Dryphenotus girtyi soniae (Rhodes, Austin et Druce), Paragnathodus commutatus (Bran. et Mehl), P. mononodosus (Rhodes, Austin et Druce), P. nodosus (Bisch.), Apatognathus petilis Var., Ap. geminus (Hinde), Ap. cf. chauliodus Var., Spathognathodus cristulus (Young. et Mil.), Neoprioniodus singularis (Hass), Magnilaterella complectens (Clar.)*, а также присутствуют водоросли *Calcifolium okense Schw. et Bir.* и *C. punctatum Masl.* и споры растений. В тех разрезах, где тарусско-стешевские образования не содержат известняков, выделяется нерасчлененная венёвско-тарусско-стешевская толща, мощностью от нескольких до 32 м.

Отложения **ястребовской свиты** залегают с размывом на различных уровнях тарусско-стешевских и визейских образований и перекрываются с размывом породами среднего карбона. Эти образования выделены и изучены на Заозерной площади (Голубцов, 1957, 1963). В настоящее время они установлены в нескольких синклинальных зонах центральной и южной частей прогиба, где сохранились от размыва на отдельных участках (Голубцов, Курилин, 1975; Стратиграфические ..., 1978). Разрез отложений **протвинского горизонта** имеет двучленное строение. В основании залегает прослой известняка-псевдоконгломерата или светло-серого тонкокристаллического известняка (до 3,6 м), выделенного в качестве литолого-геофизического репера (C_1^3 R_5). В известняке обнаружены остатки фораминифер, конодонтов, брахиопод, остракод, мшанок, криноидей, пелеципод и споры. Верхняя часть горизонта представлена глинами с редкими остатками брахиопод, встречаются маломощные прослои известняков (0,1—0,2 м) и углей. Определены фораминиферы *Loeblichia minima (Brazhn.), Eosigmoilina rugosa (Brazhn.), E. namuriensis (Dain), E. explicata Gan., Asteroarchaediscus brazhnikovae var. plana Kir., Eolasiodiscus priscus (Brazhn. et Jarz.), E. transitorius (Brazhn. et Jarz.), Howchinia subconica (Brazhn. et Jarz.), Eostaffella postproikensis Vdov., E. mirifica Brazhn., E. varvariensis Brazhn. et Pot., Eostaffellina cf. protvae (Raus.), E. subsphaerica (Gan.)*; брахиоподы *Pulsia cf. janischewskii (Sok.), Orthotetes hindi (Thom.), Buxtonia paschiensis Nal., Antiquatonia kremenskensis Sar.*; конодонты *Adetognathus unicornis (Rex. et Bur.), Paragnathodus nodosus (Bisch.), Apatognathus geminus (Hinde), Neoprioniodus singularis (Hass)*; кораллы *Aulina rotiformis Smith., Dibunophyllum ex gr.*

dobrolubovae Vass., *Lithostrotion asiatica J. et H.*; трилобиты *Brachymetopus uralicus (Vern.)* и мшанки *Fenestella oxovensis Sch.-Nest.* Отсутствие в пределах прогиба пород запалтюбинского, вознесенского и краснополянского горизонтов свидетельствует о частичном размыве ястребовских образований в предсреднекаменноугольное время. Мощность ястребовских отложений от 0,5 до 25 м.

Средний отдел

Палеонтологически охарактеризованные среднекаменноугольные отложения в Припятском прогибе были установлены на Заозерном поднятии: в 1955 г. — башкирский ярус (Голубцов и др., 1956), в 1958 г. — московский ярус (Голубцов, 1958_2). В настоящее время они известны в разрезах 380 скважин. Основные особенности строения, состава и, главным образом, промыслово-геофизической характеристики среднекаменноугольных отложений специально рассмотрели В.К. Голубцов (1963), В.К. Голубцов и В.И. Толстошеев (1976). Верхняя и нижняя границы отложений устанавливаются в разрезах отчетливо. В отдельных скважинах наблюдается выпадение из разреза отложений башкирского яруса и трансгрессивное залегание московских отложений на визейских (скважины Домановичская 01Р, Александровская 64к и др.) или на турнейских (скв. Мозырская опорная 1Р) породах. Характерная особенность среднекаменноугольных отложений прогиба — цикличное и ритмичное их строение и пестроцветная окраска пород в фиолетовых и сиреневых оттенках. Мощность среднекаменноугольных отложений изменяется в широких пределах от 0—30 до 438 м (скв. Новоселковская 1Р), что зависит прежде всего от структурных условий их залегания, а также от размыва их в предпермское время.

Башкирский ярус

Отложения башкирского яруса в Припятском прогибе сохранились от размыва в синклинальных зонах или отдельных синклиналях и мульдах, часто разделенных полосами отсутствия этих пород. Они выделены в разрезах 270 скважин. По литологическим признакам и остаткам фауны башкирский ярус подразделяется на нижний и верхний подъярусы. В состав нижнего входит хойникская свита, а верхнего — припятская, движковская и заозерная свиты. Мощность отложений яруса до 246 м (скв. Заозерная 61п).

Отложения **хойникской свиты** залегают в наиболее погруженных участках синклинальных зон и сложены глинами и песками с обломками окремнелых известняков, с прослоями в верхней части углистых глин и угля. Нижняя граница свиты проводится в подошве прослоя розовато-серого песка или песчаника, трансгрессивно залегающего на серпуховских или визейских образованиях и являющегося литолого-геофизическим репером (C_2^1 R_1), хорошо выделяющимся на каротажных диаграммах по кривым ПС и ГК. В породах встречаются брахиоподы (*Lingula sp.*), пелециподы, многочисленные споры. Из пелеципод определены *Myalina monroensis Varthen*, *Dunbarella speciosa (Jack.)*, *D. papyracea (Sow.)*. Из спор наиболее характерны *Leiotriletes microrugosus (Ibr.) Naum.*, *Lophotriletes scrobiculatus Naum.*, *Hymenozonotriletes pusillus (Ibr.)*, *H. globiformis (Ibr.) Kedo*, *Perisaccus cf. unicus Naum.*, *Azonomonoletes vulgaris (Ibr.) Lub.*, *Azonoletes glaber Lub.* Они, по заключению П.Л. Шульги и Г.И. Кедо, указывают на башкирский возраст вмещающих отложений (Голубцов, 1963). Учитывая, что отложения вмещающей свиты (припятской) содержат позднебашкирские фораминиферы, возраст пород хойникской свиты определяется как раннебашкирский. В восточных районах Припятского прогиба и северо-западной части Днепровско-Донецкого (скважины Ястребовка 3к, Абакумы 9к и др.) песчано-глинистые образования свиты фациально замещаются известняково-глинистыми отложениями (Голубцов, Курилин, 1975; Голубцов, Толстошеев, 1976). Из глинистых минералов в отложениях хойникской свиты (особенно в нижней части) в значительных количествах присутствуют каолинит и гидрослюда (Жицкая, 1969). В стратиграфической шкале породы хойникской свиты соответствуют **северо-кельтменскому** (частично) и **прикамскому горизонтам**. Мощность отложений свиты от 5 до 47 м.

Отложения **припятской свиты** по площади распространения превосходят остальные свиты башкирского яруса. Они разделяются на две подсвиты: нижнюю — глинисто-известняковую и верхнюю — алевролито-глинистую. Первая представляет трансгрессивный, а вторая — регрессивный элементы в едином цикле осадконакопления. Глинисто-известняковая подсвита сложена, в основном, брекчиевидными известняками с прослоями зеленовато-серой или пестроцветной глины. На каротажных кривых ГК и КС она имеет отчетливое строение и в целом выделена в качестве литолого-геофизического репера (C_2^1 R_2). В известняках содержатся остатки фораминифер, конодонтов, кораллов, брахиопод, мшанок, пелеципод, гастропод, червей, известковых водорослей и споры. Определены фораминиферы *Profusulinella cf. parva (Lee et Chen)*, *P. elliptica Pot.*, *Ozawainella umbonata Brazhn. et Pot.*, *O. minima Man.*, *Pseudostaffella antiqua (Dutk.)*, *Ps. antiqua var. grandis Schlyk.*, *Eostaffella acuta Grozd. et Leb.*, *E. exilis Grozd. et Leb.*, *E. postmosquensis Kir.*, *Millerella umbilicata Kir.*, *Asteroarchaediscus ex gr. baschkiricus (Krest. et Theod.)*, *A. donetzianus (Sosn.)*, *Bradyina cribrostomata Raus. et Reitl.*; брахиоподы *Choristites ex gr. bisulcatiformis Semich.*, *Ch. kschemyschensis Semich.*, *Chonetes aff. donetzianus Aiz.*, *C. carboniferus Keiz.*, *Buxtonia mosquensis*

Ivan.; конодонты *Adetognathus lautus (Gunn.), Ad. spathus (Dunn), Ad. gigantus (Gunn.), Declinognathodus lateralis (Hig. et Bouck.), D. noduliferus (Ellison et Graves), D. noduliferus inaequalis Hig., Idiognathoides sulcatus Hig. et Bouck., Id. sinuatus (Har. et Holl.), Id. corrugatus (Har. et Holl.), Neognathodus bassleri symmetricus (Lane), Subbryanthodus stipans Rex., Spathognathodus minutus (Ellis.)*; пелециподы *Carbonicola cf. aquilina (Sow.), C. cf. praeaquilina Schulga*; мшанки *Fenestella cf. veneris Fisch.*; кораллы: *Bradyphyllum sp.* Подсвита характеризуется преимущественно монтмориллонитово-каолинитовой ассоциацией глинистых минералов (Жицкая, 1969). При движении в восточном и юго-восточном направлении мощность прослоев известняков в подсвите увеличивается и они слагают ее разрез иногда почти полностью. Верхняя подсвита сложена глинами с прослоями алевролитов и фациально более выдержана, что подчеркивается на кривой ГК. Местами она содержит значительное количество прослоев алевролитов и мелкозернистых песчаников, которые также хорошо отражаются на кривых КС. В глинах встречаются споры. В отложениях подсвиты в различных соотношениях находятся монтмориллонит, гидрослюда и каолинит. Мощность отложений свиты от 1 до 79 м.

Движковская свита сложена частым переслаиванием тонких (миллиметровых) прослойков глин, алевролитов и песчаников. За грязно-желтовато-зеленый цвет пород свита получила название "горчичная толща". В подошве и средней части разреза залегают два прослоя известняка (мощность до 0,5—1,0 м), которые в разных синклинальных зонах испытывают фациальные изменения и переходят либо в песчаник карбонатный, либо в доломит. На каротажных диаграммах известняки имеют высокие значения на кривых КС, отрицательные значения на ПС и минимум на кривой ГК. Эти характерные прослои приняты (Голубцов, Толстошеев, 1976) за региональные литолого-геофизические реперы "базальный движковский известняк" ($C_2^1 R_3$) и "средний движковский известняк" ($C_2^1 R_4$). В верхнем известняке В.К. Голубцов (1963) определил обедненную фауну фораминифер: *Ozawainella ex gr. plana Pot., Eostaffella postmosquensis var. acutiformis Kir.*, а в нижнем Н.С. Барсков и С.А. Кручек установили конодонты *Adetognathus spathus (Dunn), Gondolella cf. laevis Koss., Idiognathoides sinuatus (Har. et Holl.), Id. corrugatus (Har. et Holl.), Streptognathodus parvus Dunn, Spathognathodus minutus (Ellis.)*. Изученная микрофауна отличается от комплексов фораминифер и конодонтов припятской свиты. В глинах О.П. Фисуненко определены отпечатки растений *Annularia pseudostellata Pot.*, характерные в Донбассе для свиты C_2^4, а Г.И. Кедо установлены споры, которые указывают на позднебашкирский возраст (Голубцов, 1963). Отложения движковской свиты, как и нижележащих образований, также фациально меняются по площади: песчаные породы замещаются алевролитовыми и глинистыми, что отмечается в центральных и восточных районах прогиба. Для пород свиты характерен преимущественно монтмориллонитовый состав глинистой фракции цемента песчаников (Жицкая, 1969). В возрастном отношении отложения движковской свиты соответствуют **мелекесскому горизонту** Волго-Уральской области. Мощность отложений свиты 4—77 м.

Заозерная свита залегает согласно на движковской. Во многих разрезах они трудно отделимы одна от другой. По литологическому составу заозерная свита делится на две подсвиты: нижнюю — глинисто-карбонатную и верхнюю — песчано-глинистую. Нижняя сложена глинами пестроцветными (розовато-красными и лиловыми), жирными, некарбонатными, с 2—3 тонкими прослоями (3—10 см) глинистых известняков (скважины Движки 93, Речица 2с и др.). В среднем прослое известняка содержатся многочисленные известковые водоросли *Donezella* и редкие фораминиферы, среди которых В.К. Голубцов (1963) определил виды *Schubertella ex gr. obscura Lee et Chen, Ozawainella pararhomboidalis Man., O. ex gr. rhombiformis Man., Pseudostaffella subquadrata Grozd. et Leb., Ps. ex gr. gorskyi (Dutk.), Eostaffella acuta Grozd. et Leb., E. exilis Grozd. et Leb., Tetrataxis ex gr. lata Pot., T. acutiformis Pot.*, а также единичные кораллы и остракоды (*Bairdia* и др.). Этот известняк принят за палеонтолого-литологический репер ($C_2^1 R_5$) "донецелловый известняк" (Голубцов, Толстошеев, 1976). Верхняя подсвита представлена пестроцветными песками, песчаниками и некарбонатными глинами. Г.И. Кедо в глинах определила споры, указывающие на позднебашкирский возраст (Голубцов, 1963; Геология СССР. Т. III. Белорусская ССР, 1971). В породах заозерной свиты, особенно в верхней части разреза, наблюдается резкое увеличение количества каолинита и гидрослюды и, соответственно, уменьшение содержания монтмориллонита (Жицкая, 1969). Отложения заозерной свиты, согласно изученным фораминиферам, соответствуют верхней части образований **мелекесского горизонта** Волго-Уральской области. Мощность отложений свиты до 59 м.

Московский ярус

Отложения московского яруса имеют меньшую площадь распространения, чем башкирские. Они вскрыты 110 скважинами и залегают трансгрессивно на породах башкирского яруса или на различных горизонтах нижнего карбона или верхнего девона и перекрываются пермскими образованиями. Отложения московского яруса сложены пестроцветными песчано-глинистыми породами с редкими прослоями известняков в верхней части разреза. Мощность отложений от нескольких до 367 м, увеличивается в сторону Днепровско-Донецкого прогиба. В составе яруса по литологическим признакам

и данным ископаемой фауны выделены мытвинская, гулевичская и днепровская свиты (Геология СССР. Т. III. Белорусская ССР, 1971).

Отложения **мытвинской свиты** по площади распространения превосходят остальные свиты московского яруса, что связано, вероятно, с размывом пород верхней части разреза этого яруса. Свита сложена фиолетово-розовыми песками, песчаниками с примесью гравийного материала, в различной степени ожелезненными, содержащими небольшие прослои глин с единичными лингулами в наиболее погруженных местах синклиналей. Свита по промыслово-геофизическим данным выделена как литолого-геофизический репер ($C_2^2 R_6$) — "мытвинская песчаная пачка" (Голубцов, Толстошеев, 1976). Для репера характерны низкие значения КС и ГК, а также минимумы на кривой ПС. Разрез мытвинских отложений фациально неоднороден и изменяется при движении с запада на восток от песчаных до глинисто-песчаных фаций. В нижней или средней частях свиты залегают несколько прослоев крепких песчаников темно-лиловой окраски. Один из них, наиболее характерный и мощный (до 0,2—0,4 м), хорошо прослежен в керне и на каротажных кривых в скв. Движки 93, Гулевичи 22, Южно-Домановичи 24 и Василевичи 2к, т. е. в западном типе разреза мытвинской свиты. Этот песчаник характеризуется обычно значительным пиком на кривой КС (5—10 омм) и небольшими минимумами на кривой ПС и ГК. Он выделен как литолого-геофизический репер ($C_2^2 R_7$) — "мытвинский наждачный песчаник" (Голубцов, Толстошеев, 1976). Мощность отложений свиты от 5 до 67 м и только в одном случае 94 м (скв. Мозырская опорная 1 Р).

Гулевичская свита сложена глинами, песками, песчаниками и алевролитами, чередующимися между собой. Породы пестроцветные и темно-серые. Характерно присутствие в глинах многочисленных растительных остатков хорошей сохранности, а также редких пелеципод и лингул. В основании свиты залегают песчаники крепкие, глинистые с мелким гравием кварца и полевого шпата. В глинах определены растительные остатки *Neuropteris aff. tenuifolia (Schloth.) Brong.*, *N. aff. scheuchzeri f. minor Novik.* (Голубцов, Махнач, 1961). Здесь же были встречены многочисленные остатки каламитов. Приведенные виды папоротников характерны в Донбассе для отложений верхней части свиты C_2^5 (К) и C_2^6. По промыслово-геофизическим данным и керну скважин образования гулевичской свиты разделены на две подсвиты: нижнюю, в основном, глинистую и верхнюю — песчано-алевролитовую. Обе подсвиты отчетливо устанавливаются по литологическому составу и особенно по каротажу. Верхняя имеет хорошую фациальную выдержанность на всей территории прогиба и поэтому выделена как литолого-геофизический репер ($C_2^2 R_8$) — "гулевичский песчано-алевролитовый" репер (Голубцов, Толстошеев, 1976). Он имеет четкую геофизическую характеристику, где на всех кривых (КС, ПС, ГК) наблюдаются минимумы, иногда слегка усложненные небольшими пиками. Отложения гулевичской свиты совместно с мытвинской соответствуют **верейскому горизонту** Московской синеклизы. Мощность образований свиты 5—66 м.

Днепровская свита представлена пестроцветными (с преобладанием лиловых и сиреневых оттенков), реже темно-серыми глинами с единичными и маломощными прослоями песчаников и алевролитов. Характерно присутствие прослоев известняков, содержащих остатки фораминифер. Нижний известняк (мощность 0,6—1,2 м) залегает во всех разрезах в основании днепровской свиты и содержит фауну фораминифер *Aljutovella saratovica (Put. et Leont.)*, *A. aljutovica Raus.*, *Schubertella obscura Lee et Chen*, *Sch. gracilis Raus.*, *Sch. ex gr. gracilis Raus.*, *Sch. ex gr. acuta Raus.*, *Sch. obscura var. procera Raus.*, *Profusulinella ovata Raus.*, *P. ex gr. ovata Raus.*, *P. arta var. kamensis Saf.*, *P. ex gr. arta Raus.*, *P. prisca var. timanica Kir.*, *P. ex gr. constans Saf.*, *Pseudostaffella gorskyi Dutk.*, *Ps. ivanovi Raus.* и др. (Голубцов, 1963), сопоставляемую с комплексом фораминифер из каширского горизонта Московской синеклизы, а также редкие брахиоподы *Choristites ex gr. priscus (Eichw.)*, пелециподы и криноидеи. На каротажных диаграммах известняк не всегда устанавливается отчетливо и имеет на кривой КС небольшой пик (до 3—5 омм). Он принят за литолого-геофизический и одновременно палеонтологический репер ($C_2^2 R_9$) — "каширский известняк".

В средней части полных разрезов свиты (скважины Гулевичи 22, Осташковичи 11к) или верхах сокращенных из-за размыва разрезах (скважины Движки 93, Василевичи 2к) залегает глинистый известняк (до 0,8м), не содержащий фораминифер и условно сопоставляемый с подольским горизонтом Московской синеклизы, т. к. находится между палеонтологически доказанными каширским и мячковским известняками. Он прослеживается на каротажных диаграммах повышенными значениями на кривых КС, ПС и ГК и выделяется как литолого-геофизический репер ($C_2^2 R_{10}$) — "подольский глинистый известняк".

В верхней части полного разреза днепровской свиты залегает кристаллический известняк (2,0 м), содержащий многочисленные фораминиферы, из которых В.К. Голубцов (1962) определил виды *Schubertella obscura var. procera Raus.*, *Sch. obscura var. compressa Raus.*, *Sch. acuta Raus.*, *Sch. mjachkovensis Raus.*, *Sch. aff. inflata Raus.*, *Sch. aff. subkingi Put.*, *Pseudostaffella sphaeroidea Ehrenb.*, *Ps. aff. sphaeroidea var. cuboides Raus.*, *Ps. ex gr. umbilicata (Put. et Leont.)*, *Ozawainella angulata (Col.)* и др.

Данный комплекс фораминифер сопоставляется с аналогичным комплексом фораминифер из мячков-

ского горизонта Московской синеклизы и свиты C_2^7 Донбасса. Встречены остатки брахиопод (*Choristites mosquensis (Fisch.)* и др.), пелеципод, криноидей, остракод, мшанок (сетчатые и ветвистые) и др. На каротажных диаграммах известняк характеризуется большим пиком на кривой КС (до 50—70 Ом), значительным минимумом на кривой ГК и выделен в качестве литолого-геофизического репера ($C_2^2 R_{11}$) — "мячковский известняк". В Днепровско-Донецком прогибе он известен (Вакарчук, 1970) под индексом М-9.

Мощность отложений днепровской свиты от 14 до 157 м.

Верхний отдел

Верхнекаменноугольные отложения в Припятском прогибе условно выделил В.К. Голубцов (1966_2) в двух скважинах (Осташковичи 11к и Южно-Домановичи 24) по положению данных пород в разрезе и по сопоставлению их с палинологически доказанными верхнекаменноугольными (**касимовский ярус**) образованиями Днепровско-Донецкого прогиба (Вакарчук, 1970). Отложения **осташковичской свиты** в Припятском прогибе залегают трансгрессивно с размывом на породах днепровской свиты (мячковский горизонт) и представлены пестроцветными глинами, в верхней части с трещинами усыхания, с частыми прослоями песчаников, алевролитов, реже доломитов с многочисленными перекристаллизованными остатками кораллов, криноидей, брахиопод, триллобитов. Перекрываются эти образования породами прудковской свиты нижней перми. Граница между ними проходит в основании базального песчаника, кварцевого, крепкого, содержащего крупные зерна кварца. Мощность отложений осташковичской свиты до 26 м. Помимо двух вышеназванных скважин условные верхнекаменноугольные отложения (Толстошеев, 1988) установлены на каротажных диаграммах еще в нескольких глубоких нефтяных скважинах: Ведричская 2 (интервал 817,0—850,0 м), Золотухинские 9Р (677,5—695,0), 11Р (706,0—736,0), 25Р (898,0—925,0), Северо-Золотухинская 1Р (877,0—917,0 м). Скважины пробурены без отбора керна в наиболее погруженных участках Северо-Золотухинской и Южно-Золотухинской синклиналей, в которых прослеживаются полные разрезы нижнепермских и среднекаменноугольных отложений. Они вскрыли песчано-глинистую пачку пород, залегающую между образованиями мячковского горизонта среднего карбона (с репером $C_2^2 K_{11}$ в верхней части) и отложениями прудковской свиты нижней перми. Подобные разрезы, вмещающие верхнекаменноугольные образования, вскрыты скважинами в Днепровско-Донецком прогибе (Вакарчук, 1970).

В заключение необходимо подчеркнуть, что каменноугольные образования Припятского прогиба достаточно хорошо сопоставляются по литологическим и палеонтологическим особенностям пород с одновозрастными отложениями соседних регионов Восточно-Европейской платформы — Днепровско-Донецкого и Львовского прогибов, Московской синеклизы и в меньшей мере с разрезами Западной Европы (см. табл. 5.9).

ПЕРМСКАЯ СИСТЕМА

Пермские отложения на территории Беларуси распространены на трех разобщенных площадях: на юго-востоке — в пределах Припятского прогиба и Брагинско-Лоевской седловины, на юго-западе — в Подлясско-Брестской впадине и на западе — в Вороновской зоне южного склона Балтийской синеклизы (рис. 5.41). Они залегают на размытой поверхности подстилающих пород различного возраста — верхне- (?) и среднекаменноугольных в Припятском прогибе и на Брагинско-Лоевской седловине, нижнедевонских и силурийских — в Подлясско-Брестской впадине, вендских и кристаллического фундамента — в Вороновской зоне. В их составе выделены отложения нижнего и верхнего отделов (табл. 5.10).

Нижний отдел

Нижнепермские отложения установлены и палеонтологически обоснованы на Брагинско-Лоевской седловине (скважины Щитцы 110с и Черниговская 1Р), а также в Припятском прогибе. В пределах первой структуры они представлены только прудковской свитой ассельского яруса (мощность до 50 м), а в прогибе — прудковской и свободской свитами общей мощностью более 200 м. В Вороновской зоне выделены терригенные отложения пярлойской свиты (мощность до 26 м), условно отнесенные к артинскому ярусу.

Нижнепермские отложения Припятского прогиба (прудковская и свободская свиты) хорошо коррелируются с одновозрастными образованиями Днепровского-Донецкого прогиба и Донбасса. По литологическому составу и остаткам фораминифер, брахиопод, криноидей и др. тесно связаны с каменноугольными отложениями.

Ассельский ярус

В Беларуси выделение отложений ассельского яруса обосновано в 1960 г. определением фораминифер (Решение ..., 1990; Решения ..., 1965, 1983; Геология СССР. Т. III. Белорусская ССР, 1971). Они распространены на ограниченной площади только в юго-восточной ее части — на Брагинско-Лоевской седловине и в Припятском прогибе. На первой структуре развит глинисто-ангидритово-известняковый тип разреза, стратиграфически более полный, выделенный Ф.Е. Лапчик (1954, 1958) в качестве черниговской свиты. Ассельский ее возраст доказан по остаткам фораминифер (Лап-

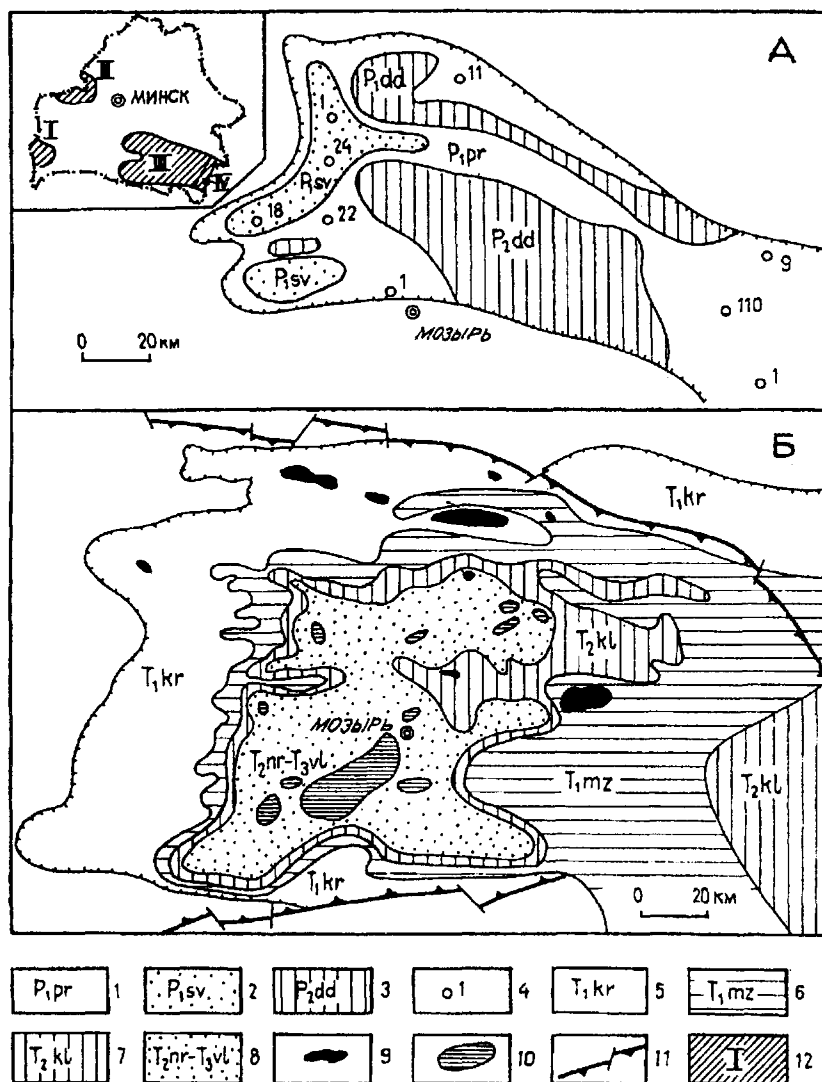


Рис. 5.41. Распространение пермских и триасовых отложений на территории Беларуси.

А — распространение отложений прудковской (1) и свободской (2) свит нижней перми и дудичской (3) свиты верхней перми, 4 — буровые скважины и их номера.

Б — распространение отложений коренёвской (5) и мозырской (6) свит нижнего триаса, калинковичской (7) свиты среднего триаса, нерасчленённых (8) наровлянской свиты среднего триаса и валавской свиты верхнего триаса; (9) выходы допермских (девонских) отложений; (10) выходы донаровлянских (мозырская и калинковичская свиты) отложений; (11) краевые разломы Припятского прогиба; (12) районы и структурно-фациальные зоны(на врезке): юго-западный район (I — Брестская впадина, II — Вороновская структурно-фациальная зона южного склона Балтийской синеклизы), юго-восточный район (III — Припятская впадина, IV — Брагинско-Лоевская седловина).

чик, 1958; Голубцов, Невмержицкая, 1961) в скважинах Черниговская 1Р и Щитцы 110с. В Припятском прогибе такой же по стратиграфической полноте разрез наблюдается только в скв. Южно-Домановичи 24к, являющийся стратотипом прудковской свиты. В остальных изученных разрезах прогиба присутствует лишь самая нижняя часть прудковской свиты (гипсово-глинисто-песчаный тип), уцелевшая от преддудичского размыва. Но по керну и характерному литолого-геофизическому реперу (прудковская высокогаммная глина или "репер ПВГТ") они хорошо сопоставляются с разрезами скважин Южно-Домановичи 24к, Щитцы 110с и Черниговская 1Р (Голубцов, 1979; Кислик, Высоцкий, Голубцов и др., 1985_1). Это позволяет использовать название "прудковская свита" и на белорусской части территории Брагинско-Лоевской седловины (скважины Щитцы 110с, Абакумы 9к), тем более, что в корреляционной схеме пермских отложений Днепровско-Донецкого прогиба термин "черниговская свита" заменен на никитовскую и славянскую свиты (Решение ..., 1990).

Таблица 5.10

Стратиграфическая схема пермских отложений Беларуси

Общая		Региональная	Юго-восточный район (Мозырский)			Юго-западный район (Брестский)		Смежные регионы				
Отдел	Ярус	Решение МРСС, 1990	Припятский прогиб		Брагинско-Лоевская седловина	Брестская впадина	Воронов-ская зона*	Днепровско-Донецкая впадина	Польско-Литовская впадина	Западная Европа (Польша, Германия и др.)		
		горизонт	свита	подсвита (толща)	подсвита	свита	свита	свита	свита	циклы, слои	ярус	отдел
Верхний	Татарский	Вятский	Дудичская	Верхняя	Верхняя			Пересажская		Оре	Тюрингский	Цехштейн
		Северодвинский								Аллер		
				Нижняя					Мамоновская Галиндаская	Лейне		
		Уржумский							Аистмарская	Стассфурт		
	Казанский верхний								Жальгиряйская			
						Каменецкая	Новоакмян-ская		Прегольская	Верра		
	Казанский нижний								Науякмянская			
	Уфимский	Шешминский				Ясиновская			Саснавская			
		Соликамский							Калварийская			
Нижний	Кунгурский	Иренский								Макленбург-Гольштейн	Саксонский	Красный лежень
		Филипповский										
	Артинский	Саранский								Крейцнахские		
		Саргинский										
		Иргинский					Пярлойская		Пярлойская	Сетернские		
		Бурцевский										
	Сакмарский	Стерлитамакский	?	Преддудичская				Краматорская (T)		Толейские	Отэнский	
			Свободская	Верхняя								
		Тастубский		Нижняя								
	Ассельский	Шиханский	Прудковская	Верхняя	Верхняя			Славянская (S)		Лебахские		
				Нижняя	Нижняя			Никитовская (R)				
		Холодноложский						Картамышская (Q)		Кузельские		

* Южный склон Балтийской синеклизы.

Прудковская свита. Отложения прудковской свиты имеют незначительное развитие на территории Припятского прогиба и Брагинско-Лоевской седловины, занимая небольшую по площади осевую их часть (см. рис. 5.41). Они выделены, в основном, на наиболее погруженных участках, в разрезах 20 скважин. Для сравнения и корреляции с нижнепермскими отложениями Днепровско-Донецкого прогиба использован разрез Черниговской опорной скважины 1Р, в меньшей мере материалы по другим скважинам украинской части седловины.

В качестве стратотипа прудковской свиты выбран разрез скв. Южно-Домановичи 24к (гл. 643—667 м). Он подразделяется на две подсвиты: нижнюю — бессульфатную (653—667 м) и верхнюю — сульфатную (643—653 м). По данным ГИС и по керну они сопоставляются с аналогичными подсвитами в Черниговской опорной скважине 1Р: бессульфатной (979—1013 м) и сульфатной (963—979 м) (Голубцов, 1961_2; Голубцов, Невмержицкая, 1961). В качестве парастратотипа выбран разрез скв. Щитцы 110с (785—815 м), представленный только отложениями бессульфатной подсвиты. Оба разреза составляют вместе представительный разрез прудковской свиты общей мощностью 55 м.

В подошве прудковской свиты на размытой и выветрелой поверхности каменноугольных отложений залегает базальный песчаник полевошпатово-кварцевый, разнозернистый, с известковым цементом, с зернами гравия и галькой доломита, кварца, кремнистых и эффузивных пород, иногда с прослоями мелкогалечникового конгломерата.

Остальная часть нижней (бессульфатной) подсвиты прудковской свиты присутствует во всех изученных разрезах. Она сложена пестроцветными глинами, мергелями, известняками, с прослоями мелкозернистых песчаников. Характерно ритмичное строение подсвиты. Четко выделяются две пачки: нижняя (до 19 м) — мергельно-глинисто-песчаная и верхняя (до 15 м) — глинисто-известняковая. В породах верхней пачки встречаются брахиоподы, пелециподы, криноидеи, остракоды и др.

В известняках глинисто-известняковой пачки скв. Щитцы 1100с (785—799 м) В.К. Голубцов (1961_2) определил следующие виды фораминифер: *Pseudofusulina sp., Pseudoschwagerina sp., Schwagerina sp., Schubertella sp., Sch. ex gr. paramelonica var. minor Sul., Endothyra sp., E. ex gr. soshkinae Moroz., Globivalvulina ex gr. spiralis Mor., Tetrataxis irregularis Mor., T. ex gr. irregularis Mor., T. ex gr. plana Moroz., T. ex gr. subconica Mor., Nodosaria sp., N. longissima Sul., N. shikhanica Lip., Tuberitina ? sp., Hyperammina sp.* Этот комплекс фораминифер позволяет сопоставлять бессульфатную подсвиту прудковской свиты Беларуси с известняково-доломитовой свитой Донецкого бассейна и ассельским ярусом Башкирского Приуралья.

В Черниговской опорной скважине 1Р (970,15—1013 м) в известняках бессульфатной подсвиты содержатся остатки брахиопод, гастропод, криноидей, остракод и др. Здесь Н.Е. Бражникова в 1948 г. (Лапчик, 1958) и В.К. Голубцов (1961_2) определили более обедненный, чем в скв. Щитцы 110с, комплекс фораминифер, включающий виды *Hyperammina sp., Tube-ritina sp., T. aff. maljavkini var. grandis Reitl., Ammovertella sp., Palaeonubecularia sp., Globivalvulina sp., G. permiana (Tcherd.), Nodosaria sp., N. aff. shikhanica Lip., Geinitzina pseudoovoides Lip., Endothyra sp.*. Несмотря на отсутствие в этом комплексе швагерин, других фузулинид и тетратаксисов, по остальным формам возможно его сопоставление с комплексом скв. Щитцы 110с (Голубцов, Невмержицкая, 1961).

В скв. Абакумы 9к и разрезах Припятского прогиба нижняя подсвита сложена, в основном, глинами пестроцветными, алевритистыми, карбонатными, с прослоями алевролитов и песчаников. Встречаются также 2—3 пласта (до 0,6 м) доломитов скрытокристаллических и глинистых (скв. Южно-Домановичи 24к). В самых западных разрезах — в скв. Мозырь (Галитовая) 1к мощность доломитов сокращается до 5—10 см, они сильноглинистые и переходят в доломитовые мергели. В этих разрезах выделяются обе пачки нижней подсвиты, в остальных же разрезах присутствует, по-видимому, только нижняя ее пачка, здесь — песчано-глинисто-мергельная (скв. Осташковичи 11к). В доломите из кровли подсвиты в скв. Южно-Домановичи 24к обнаружены членики криноидей.

Мощность отложений нижней подсвиты прудковской свиты изменяется от 20 м (скв. Абакумы 9к) до 30 (скв. Щитцы 110с) и 34 м (скв. Черниговская 1Р) на Брагинско-Лоевской седловине и от 10 м (скв. Гулевичи 22 к) до 14 (скв. Южно-Домановичи 24к) и 23 м (скв. Северо-Каменская 9Р) в Припятском прогибе.

Отложения сульфатной подсвиты прудковской свиты залегают на породах нижней трансгрессивно. В ее подошве (скв. Южно-Домановичи 24к) конгломерат, состоящий из обломков розоватых доломитов и зерен кварца, сцементированных доломитово-кварцевым цементом. В Черниговской опорной скважине 1Р в подошве подсвиты залегает песчаник красновато-лиловый и лилово-серый, кварцевый, мелкозернистый, с карбонатным и глинисто-ангидритовым цементом.

Верхняя подсвита сложена пестроцветными глинами с прослоями мергелей, известняков, доломитов, ангидритов, гипсов, разнозернистых песчаников с ангидрито-глинистым цементом и изредка гравелитов. Характерно ритмичное чередование пород (до 5—10 ритмов). Во всех типах пород отмечены гнезда ангидрита и гипса. Органические остатки в породах подсвиты очень редки. В цементе базального конгломерата в скв. Южно-Домановичи 24к (гл. 653 м) найдена одна

мелкая (0,5 см) раковина брахиоподы (*Marginifera sp.* — определение Г.А. Белоусовой) хорошей сохранности (Голубцов, 1979). В доломитах и доломитизированных известняках Черниговской скв. 1Р (гл. 963—975,1 м) встречены единичные плохой сохранности фораминиферы *Hyperammina sp., Tuberitina sp., Nodosaria sp.* (Геология СССР. Т. III. Белорусская ССР, 1971).

Сульфатная подсвита прудковской свиты соответствует, по-видимому, нижней и, возможно, средней части славянской свиты Донбасса и Днепровско-Донецкого прогиба, а также нижней части шиханского горизонта ассельского яруса (Решение ..., 1990).

При корреляции разрезов ассельского яруса по направлению с юго-востока на северо-запад (скважины Твань 1 — Черниговская 1Р — Щитцы 110с — Абакумы 9к —Осташковичи 11к — Южно-Домановичи 24к — Гулевичи 22к) выявлена определенная закономерность: чем далее на северо-запад от Черниговской скважины, тем все более увеличивается доломитизация пород, уменьшается мощность карбонатных прослоев (до 5—10 см и полного выклинивания) и увеличивается глинистость. Таким образом, отчетливо выявляется характерная черта ассельской трансгрессии — постепенное убывание мористости в северо-западном направлении, что отмечается и на территории Днепровско-Донецкого прогиба (Атлас, 1984). Напротив, для сульфатной подсвиты характерно нарастание в юго-восточном направлении количества и мощности прослоев ангидритов (Голубцов, 1979). Мощность прудковской свиты составляет в Припятском прогибе 11—24 м, на Брагинско-Лоевской седловине — от 20—30 до 50 м.

Прудковская свита на Брагинско-Лоевской седловине и в Припятском прогибе изучена в разрезах скважин Черниговская 1Р, Щитцы 110с, Южно-Домановичи 24к, Осташковичи 11к, Гулевичи 22с, Свободская 22Р и др.

Отложения прудковской свиты в скв. Черниговская 1Р залегают на гл. 963—1013 м. В составе свиты выделено две подсвиты: нижняя — бессульфатная и верхняя — сульфатная. Нижняя (979—1013 м) разделяется на две пачки: глинисто-известняковую (979—994 м) и мергельно-глинисто-песчаную (994—1013 м). В мергельно-глинисто-песчаной пачке выделено три ритма. В основании пачки (первый ритм) залегает пестроцветный конгломерат, состоящий из гальки глины и песчаника и зерен кварца, сцементированных карбонатным цементом. Выше — песчаники и пески разнозернистые, кварцевые, мергель голубовато-серый, с обломками известняков. В кровле нижнего ритма — известняк глинистый, с фораминиферами, остракодами и криноидеями. Второй ритм в основании сложен песчаником буровато-коричневым, кварцевым, мелкозернистым, с прослоями известковой глины. Завершается ритм глиной голубовато-серой, песчанистой, горизонтально-слоистой. Третий ритм начинается песчаником голубовато-серым и буровато-лиловым, глинистым, завершается глиной сургучно-красной, слоистой, карбонатной. Верхняя — глинисто-известняковая пачка состоит из двух ритмов. В их основании залегают известняки светло-серые, часто кавернозные, с фауной брахиопод, криноидей, остракод и др. В известняках определены фораминиферы ассельского яруса (Лапчик, 1958; Голубцов, 1961_2). Встречаются прослои глинистого известняка светло-лиловой и охристой окраски. Верхние части ритмов сложены глинами темно-лиловыми и голубовато-серыми, в нижнем ритме доломитизированными, в верхнем — слюдистыми и песчанистыми.

Сульфатная подсвита (963—979 м) состоит из пяти ритмов. В подошве первого— песчаник, выше — глина фиолетово-розовая и доломит светло-серый, глинистый, с гнездами ангидрита. В основании второго ритма — алевролит и глина, в кровле — пестроцветный доломит с гнездами ангидрита. Третий сложен глиной и доломитом. В подошве четвертого ритма — песчанистый известняк с единичными фораминиферами и гнездами ангидрита. Выше — ангидрит голубовато-серый. Пятый ритм в основании представлен пестроцветным глинистым известняком. В его верхней части — чередование песчаников, ангидритов и песчанистых известняков, в которых содержатся редкие фораминиферы (Лапчик, 1958). Выше залегает базальная пачка пересажской (дудичской) свиты.

В скв. Щитцы 110с прудковская свита (785—815 м) представлена только нижней подсвитой, состоящей, как и в скв. Черниговская 1Р, из двух пачек. Нижняя пачка (799—815 м) — песчано-глинистая состоит из трех ритмов. В основании пачки (первый ритм) залегает базальный песчаник светло-серый, желто-бурый, с красно-бурыми пятнами, кварцевый, крупнозернистый, с гравием кварца и кварцита, местами переходящий в гравелит. Второй ритм пачки начинается крупнозернистым песчаником и гравелитом и завершается глиной голубовато-серой, слоистой, местами с черными пятнами и разводами (по-видимому, это "урановая чернь"), с высокой естественной гамма-активностью —до 80 гамм на кривой ГК. Эта глина выделена нами в качестве литолого-геофизического репера — "прудковская высокогаммная глина" (репер ПВГГ). В подошве третьего ритма (799—806 м) залегает песчаник голубовато-серый, кварцевый, мелкозернистый, с доломитовым цементом. Выше — глина красно-бурая. Верхняя глинисто-известняковая пачка (785—799 м) состоит из двух ритмов. Нижний из них в основании (797—799,5 м) представлен песчаником светло-зеленовато-серым, светло-серым и розовато-бурым, мелкозернистым, крепким, переходящим в верхней части в песчанистый доломитизированный известняк. Выше (793,5—797 м) — известняк белый, крепкий, доломитизированный. В верхней час-

ти (793,5—795 м) известняк глинистый, зеленовато-серый, слоистый, иногда песчанистый. Завершается первый ритм глиной (792,2—793,7 м) красно-бурой и зеленовато-серой, алевритистой и слюдистой. В основании второго ритма (790,2—792,2 м) — известняк белый, доломитизированный, в верхней и нижней частях — глинистый. Он переходит в мергель (789,2—790,2 м) розовато-красный, сиренево-серый, с желто-бурыми пятнами, доломитизированный, а затем (785—789,2 м) — в глину голубовато-серую, желто-палевую, лилово-сиреневую, пятнистую, слоистую. В глине на гл. 785,2- м обнаружены ядра раковин пелеципод. В известняках определены фораминиферы, свидетельствующие об их ассельском возрасте (Голубцов, 1961_2). Оложения прудковской свиты перекрыты трансгрессивно базальным песчаником (5 м) дудичской свиты, который "срезает" здесь отложения сульфатной подсвиты прудковской свиты.

В разрезе скв. Осташковичи 11к прудковская свита (662—673 м) представлена нижней частью бессульфатной подсвиты — песчано-глинисто-мергельной пачкой. В ее составе выделяются два ритма. Базальный песчаник прудковской свиты залегает на пестроцветной глине осташковичской свиты верхнего (?) карбона. В его подошве — песчаник буровато-коричневый с сиреневым оттенком, слюдистый, кварцевый, с включением крупных зерен кварца. Выше — песчаник светло-голубовато-серый, в кровле буровато-сиреневый с охристыми пятнами, мелкозернистый, кварцевый, слабосцементированный, с трещинками, заполненными голубовато-серой глиной. Выше залегает мергель доломитовый, розовато-палевый, в нижней части местами буровато-сиреневый, с голубовато-серыми и охристыми пятнами, с зеркалами скольжения и трещинами, с зернами кварца и обломками глины. Эти песчаник и мергель составляют первый ритм мощностью около 3,5 м. Второй ритм (мощность 6,3 м) начинается песчанистым мергелем, переходящим в доломитовый мергель палевый, иногда с розоватым оттенком, плотный, с трещинами и зеркалами скольжения, местами с зернами кварца, в верхней части — глинистые доломиты. Завершается ритм глиной розовато-палевой, доломитовой с гнездами песка, иногда с выделениями по трещинам и в гнездах черного вещества (вероятно "урановая чернь" или окислы марганца). Переход глин в нижележащие мергели постепенный.

Разрезы прудковской свиты скважин Осташковичи 11к и Щитцы 110с, как видно из приведенного описания, сходны. В обоих разрезах в верхней части второго ритма встречены примазки черного вещества ("урановая чернь" или окислы марганца).

Разрез скв. Южно-Домановичи 24к выбран в качестве стратотипа прудковской свиты (643—667 м). Она подразделяется на две подсвиты. Нижняя (бессульфатная) подсвита (653—667 м) сложена, в основном, песчано-глинистыми породами. На глинах среднего карбона залегает доломит алевритистый, зеленовато-серый, глинистый, переходящий в алевролит глинистый. На гл. 660,7—662,8 м — глина желтовато-серая, палевая, с розоватыми пятнами, с зеркалами скольжения и доломит светло-серый с зеленоватым оттенком, с гнездами ангидрита. На гл. 655,8—658,2 м — "брекчиевидная" глина светло-серая, светло-розовато-красная, с прослоем доломита белого, глинистого, с зеленой глиной по трещинам и гнездами гипса. В верхней части подсвиты (653—655,8 м) залегает глина пестроцветная, в подошве с гнездами алеврита. В кровле подсвиты — доломит светло-серый, с зеленоватым и голубоватым оттенком, с члениками криноидей, с зеленой глиной по трещинам, в подошве с гнездами ангидрита. В верхней части доломит окремнен.

В основании верхней (сульфатной) подсвиты (643—653 м) залегают конгломерат и брекчия. Составляющие их обломки представлены розоватым пелитоморфным и окремнелым доломитом. Находка в цементе конгломерата раковины брахиопод (Голубцов, 1979) указывает на проникновение в этот район вод нормально-морского бассейна. Конгломерат и брекчия составляют первый ритм осадконакопления сульфатной подсвиты. Второй ритм начинается песчаником светло-серым с красно-бурыми и голубовато-серыми пятнами, полевошпатово-кварцевым, среднезернистым. Выше залегает песчаник кирпично-красный, мелкозернистый. В цементе отмечен гипс. Завершается ритм прослоем ангидрита. Третий ритм в нижней части сложен буровато-красной глиной с гнездами и прожилками волокнистого гипса. Верхний элемент ритма представлен ангидритом дымчато-серым, в кровле с примесью глины и прослойками волокнистого гипса. Четвертый ритм в подошве представлен пестроцветной глиной и глинистым светло-серым песчаником. В кровле ритма — белый гипс. Пятый ритм начинается песчаником светло-серым, полевошпатово-кварцевым, среднезернистым. Он сменяется глиной буровато-красной с зеленовато-бурыми пятнами, с выделениями гипса. Выше — песчаник светло-розовый, мелкозернистый, кварцевый, с трещинами, выполненными гипсом. В кровле ритма — ангидрит, переходящий в гипс. Шестой ритм незавершенный. Он представлен глиной красно-бурой, красновато-оранжевой, местами с голубовато-серыми пятнами, алевритистой, с прослоями мелкозернистых глинистых песчаников с гипсовым цементом. Встречаются вертикальные трещины, заполненные гипсом. Сульфатная подсвита скв. Южно-Домановичи 24 к соответствует, по-видимому, сульфатной подсвите Черниговской опорной скв. 1Р, состоящей из пяти ритмов.

В скв. Гулевичи 22к прудковская свита (702—712 м) залегает на глинах верхнего (?) карбона. В ее составе выделяются бессульфатная и сульфатная подсви-

ты. В основании бессульфатной подсвиты (704—712 м) залегает базальный песчаник (708,7—712 м). В нем выделено три ритма. Два нижних — грубозернистый и мелкозернистый песчаники, третий —мелкозернистый песчаник и глина. Они образуют единый более крупный ритм, соответствующий, по-видимому, песчано-глинистой пачке бессульфатной подсвиты ранее рассмотренных разрезов. Вышележащие отложения (704,4—708,7 м) — аналог глинисто-известняковой пачки бессульфатной подсвиты. В нижней ее части залегает песчаник светло-серый и розовато-серый, кварцевый, мелкозернистый, крепкий, массивный, местами глинистый, с гипсово-доломитовым цементом. В верхней части встречены прослои известняка светло-кремового, песчанистого. Отложения сульфатной подсвиты (702—704 м) представлены в нижней части глиной буровато-серой, в кровле — гипсом.

В скв. Мозырь (Галитовая) 1с встречен взброс в надсолевых отложениях, затронувшей и пермские отложения. Породы прудковской и дудичской свит здесь пройдены дважды: в интервалах 800—850 м и 1198—1249 м. Отложения прудковской свиты (1225—1249 м) залегают трансгрессивно на песчаниках мытвинской свиты среднего карбона (Голубцов, Синичка, Дашкевич и др., 1982). Прудковская свита подразделяется здесь на две подсвиты — бессульфатную и сульфатную. Нижняя (бессульфатная) подсвита (1240—1249 м) состоит из трех пачек. В основании нижней пачки (1245,4—1249 м) залегает базальный гравелит светло-красно-оранжевый, состоящий из зерен кварца, полевого шпата, обломков кварцита и известняка, сцементированных мелкозернистым песчаным и карбонатным материалом. Наиболее хорошо выраженные прослои гравелита (до 30 см) залегают в подошве, средней части и в кровле пачки, а в промежутках между ними — разнозернистые (от крупно- до мелкозернистых) песчаники с доломитовым цементом. Средняя пачка (мощность 2,8 м) сложена песчаниками кварцевыми, светло-красновато-оранжевыми, мелкозернистыми, с двумя прослоями глинистого песчаника, переходящего в песчанистую глину. Верхняя пачка (мощность до 2,6 м) в нижней части сложена кварцевыми песчаниками, в средней — глинистыми песчаниками, в кровле — глиной красновато-коричневой, тонкослоистой.

Верхняя (сульфатная) подсвита (1225—1240 м) состоит из двух пачек. Нижняя (1235—1240 м) — глинисто-песчаная представлена тремя ритмами. В основании пачки (первый ритм) залегает песчаник светло-красновато-коричневый, кварцевый, мелкозернистый, с прослоями светло-серого песчаника. Выше — песчаник светло-зеленовато-серый, с пятнами и прослоями буровато-серого, кварцевый, мелкозернистый, глинистый, местами переходит в глину буровато-коричневую, алевритистую. Слоистость горизонтальная, косая, линзовидная. В породах почти повсеместны гнезда белого ангидрита, а также трещины, заполненные розовым гипсом. В подошве второго ритма — песчаник красновато-оранжевый, мелкозернистый, с естественным шлихом, в верхней части глинистый, местами переходит в алевролит, в кровле — с прослойками красновато-розовой глины. Выше — ангидрит светло-серый. Третий ритм (1235—1238 м) начинается песчаником красновато-оранжевым, кварцевым, мелкозернистым, слабосцементированным. Выше — аргиллит темно-красно-коричневый, в средней части с голубовато-серыми линзами и прослойками, крепкий, алевритистый, с неясной горизонтальной и косой слоистостью. Верхняя пачка (1225—1235 м) сульфатной подсвиты является, по-видимому, сульфатным аналогом свободской свиты.

Характерные разрезы прудковской свиты вскрыты скважинами Свободская 2Р и Северо-Каменская (Голубцов, 1961_2, 1979; Атлас ..., 1984). Возраст прудковской свиты обоснован палеонтологическими данными, а по литологическому составу (присутствие пластов известняков и ангидритов) она представляет собой характерный литолого-геофизический репер.

Сакмарский ярус

В Беларуси отложения сакмарского яруса палеонтологически не доказаны. К ним условно отнесены породы свободской свиты (Решение ..., 1990), а ранее относили и отложения дудичской свиты (Решения ..., 1965; Геология СССР. Т. III. Белорусская ССР, 1971).

Свободская свита выделена В.К. Голубцовым в 1987 г., принята Межведомственным стратиграфическим совещанием (Ленинград, 1988) и утверждена МСК (Решение ..., 1990). В качестве стратотипа выбран разрез скв. Северо-Каменской 9Р (1870—2655 м). Парастратотипы — разрезы скважин Свободская 1Р (1796—2523 м) и Свободская 2Р (1009—1625 м), существенно дополняющие характеристику стратотипического разреза.

Отложения свободской свиты распространены на ограниченной площади в осевой части прогиба, приуроченной к наиболее погруженному участку (Свободская и Северо-Каменская синклинали) Предсколодинской синклинальной зоны, ограниченной с юга Буйновичско-Наровлянским разломом. Они, по-видимому, являются естественным продолжением соленосных образований краматорской свиты, протянувшихся узкой (шириной 7—9 км) полосой северо-западного простирания (Кошелевская брахиосинклиналь) на более чем 600 км — от Артемовска и почти до Чернигова. В настоящее время они установлены в разрезах четырех скважин: Свободская 1Р и 2Р, Северо-Каменская 9Р и Каменская 5Р. Их развитие предполагается также в этой же синклинальной зоне, на участке в районе Мозырского соляного купола (Голубцов, 1992). Возможно, что они сохранились от размыва в отдельных наиболее глубо-

ких синклиналях как на востоке, так и на западе Предсколодинской и Предмалодушинской синклинальных зон. Учитывая очень большую их мощность (более 700 м), можно предполагать их распространение далее на запад от Северо-Каменской синклинали, вплоть до субмеридионального Пержанско-Симоновичского разлома.

Свободская свита — это соленосная толща с базальной глинисто-песчаной пачкой и разнозернистым песчаником в ее подошве. Соль каменная, прозрачная, белая, местами с красноватым оттенком, иногда с включениями красной глины, с тремя прослоями калийной соли и пластом (до 20 см) кизерита с примесью (до 14 %) бишофита (Решение ..., 1990). Глинисто-ангидритовые аналоги свободской свиты выделяются нами в разрезах скважин Южно-Домановичи 24к, Мозырь 1с и Прудокская 3Р (Голубцов, 1992). Сульфатизация разреза свободской свиты проходила, по-видимому, не только в северном, но и в северо-восточном и восточном направлениях, где возможно, в виду этого, обнаружение аналогов свиты, так же как и в некоторых глубокопогруженных мульдах (Новоселковской, Каменской и Валавской).

Залегают породы свободской свиты на образованиях прудковской свиты нижней перми трансгрессивно. Терригенная базальная пачка свободской свиты в скв. Свободская 2Р (1611—1625 м) представлена ритмичным чередованием песков и рыхлых песчаников, глин и глинистых алевролитов. Выделяется до четырех (скв. Свободская 2Р) или трех (скв. Северо-Каменская 9Р) ритмов.

Выше залегает соленосная толща, сложенная каменной солью, с прослоями негалогенных пород. Каменная соль серая и грязно-серая, реже белая, прозрачная (в нижней части свиты), но чаще загрязненная примесью красно-бурой глины, с разнозернистой структурой: средне-, крупно- и иногда гигантокристаллической, местами — нарушенная, раздробленная, брекчиевидного облика, обычно без ясно выраженной слоистости и без видимых годичных и многолетних терригенно-ангидритовых прослойков. В каменной соли не установлены следы дефектного роста кристаллов ("лодочки" и "елочки"), характерные для верхнефаменской соленосной формации (Кислик и др., 1985_2).

Нижнепермские соленосные отложения характеризуются ритмичным строением. В них выделено пять крупных литологических комплексов, состоящих из ритмопачек и более мелких ритмов разного ранга. Наиболее соленасыщенным (до 85—90 % в скв. Свободская 2Р) является нижний (первый) литологический комплекс. Здесь развита чистая, белая, прозрачная каменная соль с тремя прослоями калийной соли и прослоем кизерита. Эти отложения хорошо сопоставляются с I-ым соленосным комплексом краматорской свиты Днепровско-Донецкого прогиба и Донбасса (Голубцов, 1992). Она значительно отличается от вышележащих красноцветных соленосно-терригенных отложений Припятского прогиба (II—V литологические комплексы), на формирование которых оказал существенное влияние приподнятый участок суши, располагавшийся к югу от Буйновичско-Наровлянского разлома, а также расположенный у самого края этой суши Каменский соляной купол.

Нижний комплекс свободской свиты выделен в разрезах трех скважин: Свободские 1Р (2407—2523 м), 2Р (1482—1625) и Северо-Каменская 9Р (2522—2655 м). Он подразделяется на нижнюю и верхнюю ритмопачки. Нижняя ритмопачка I комплекса керном не охарактеризована. По данным ГИС, это однородная соленосная толща в скв. Свободская 2Р (1555—1625 м). Кроме базальной терригенной пачки (1611—1625), описанной выше, выделяются следующие три пачки: нижняя (1590—1611), средняя (1571—1590) и верхняя (1555—1571). Примерно такое же строение эта толща имеет и в разрезе скв. Свободская 1Р. В скв. Северо-Каменская 9 Р ее мощность сокращается (2611—2655 м) как в целом, так и по отдельным пачкам.

Верхняя ритмопачка (1482—1555 м) I комплекса в скв. Свободская 2Р охарактеризована керном только в интервале 1538,8—1553,0 м. В нем выделены снизу вверх: соль каменная (2,3 м) белая, прозрачная, участками с примесью красноватой глины. Выше — соль каменная (2,1 м) светло-серая, прозрачная, местами с примесью оранжево-коричневатой глины, с прослойками и линзами глины. По данным химического анализа в составе соли содержатся (в %): NaCl — 76,33—99,00; KCl — 0,06—2,48; $MgCl_2$ — 0,13—2,79; $CaCO_4$ — 0,29—5,92; н.о. — 0,10—5,42. Бром-хлорное отношение составляет 0,19—0,30. В одном образце каменной соли установлена примесь карналлита (8,14 %) с увеличенным (0,58) бром-хлорным отношением. Выше залегает белая солевая порода (0,2 м) с миллиметровыми бурыми прослойками. По данным химического анализа в ней содержатся (в %): кизерит — 84,23; бишофит — 13,77; галит — 1,78; ангидрит — 0,16. По данным рентгеновского фазового анализа преобладает кизерит с примесью бишофита, галита, магнезита, доломита и эпсомита (Кислик и др., 1985).

Верхняя ритмопачка в скв. Свободская 2Р (1482—1555 м) подразделяется на три пачки: нижнюю (1528—1555 м), среднюю (1500—1528) и верхнюю (1482—1500 м). В их основании залегают, по-видимому, глинисто-алевролитовые породы с высокой естественной гамма-активностью, чередующиеся, вероятно, с песками, а может быть, с ангидритами с низкими значениями на кривой ГК. Примерно такое же строение верхняя ритмопачка имеет и в разрезе скв. Свободская 1Р, где керном она не охарактеризована. В целом разрез верхней ритмопачки в этих двух скважинах мало отличается от нижней ритмопачки, ибо здесь также преобладает каменная соль.

Весьма характерно присутствие в верхней ритмопачке I комплекса свободской свиты калиеносного горизонта, выделяемого по данным ГИС: в скв. Свободская 1Р (2432—2456 м) и в скв. Свободская 2Р (1500—1555 м). В калиеносном горизонте выделяются три пласта: нижний (мощность 3—4 м) — калиеносный, средний — галитовый, верхний (7,5—25,5 м) — калиеносный. Пласт кизерита, поднятый в керне скв. Свободская 2Р, приурочен к нижнему пласту. Выявленный в нижнепермских отложениях Припятского прогиба калиеносный горизонт, по-видимому, является аналогом горизонта Днепровско-Донецкого прогиба (Кислик и др., 1985).

В скв. Северо-Каменская 9Р разрез верхней ритмопачки (2522—2611 м) сложен, в основном, аргиллитами, алевролитами и песчаниками темно-буровато-коричневыми с солевым цементом. Аргиллиты алевритистые, иногда песчанистые. Песчаники, в основном, мелкозернистые. На гл. 2557—2565 м по каротажу выделяется сдвоенный пласт каменной соли, который коррелируется с таким же пластом каменной соли в скв. Свободская 2Р (1508—1516 м).

Таким образом, нижний литологический комплекс свободской свиты представлен, в основном, каменной солью, содержащей в верхней ритмопачке калийный горизонт и приуроченный к нему пласт (до 0,2 м) кизерита. Литологический состав пород нижней ритмопачки выдерживается во всех трех изученных разрезах. Состав верхней ритмопачки выдержан лишь в разрезах скважин Свободская 1Р и 2Р. В южном и северном направлениях от них каменная соль фациально замещается ангидритами (скважины Прудокские 3Р и 4Р, Южно-Домановичи 24к, Мозырь 1с) и соленосно-терригенными красноцветными породами.

Соленосная толща нижнего комплекса свободской свиты сопоставляется с нижней частью краматорской свиты Бахмутской котловины и Днепровско-Донецкого прогиба.

В наиболее характерном Южно-Домановичском разрезе глинисто-ангидритовый аналог соленосной толщи свободской свиты выделен на гл. 620—648 м. В нем установлено четыре ритма (первый-четвертый) — по классификации В.К. Голубцова (1979) — это седьмой-десятый ритмы. В подошве седьмого ритма залегает песчаник розовато-серый, полевошпатово-кварцевый, крупнозернистый, с гнездами и вкраплениями гипса и гравелита. Выше залегает ангидрит дымчато-серый, с розоватым оттенком, в нижней части глинистый. В кровле седьмого ритма — гипс белый и дымчатый, с гнездами красно-бурой глины. Восьмой ритм в основании сложен глиной красно-бурой, с прожилками белого гипса. В кровле ритма — гипс белый и дымчатый. В подошве девятого ритма залегает глина буровато-коричневая, с прожилками белого гипса, в кровле — гипс белый. Выше (620—627,5 м) залегает глина коричнево-бурая, известковистая, алевритистая, с зеркалами скольжения, местами с тонкими трещинами, заполненными белым гипсом. В кровле глины — прослой белого гипса. По-видимому, они составляют завершающий (десятый) ритм сульфатных аналогов свободской свиты. Выше залегает базальный песчаник дудичской свиты голубовато-серый с красно-бурыми пятнами, полевошпатово-кварцевый, глинистый, мелкозернистый, довольно крепкий, известковистый.

В скв. Мозырь 1с верхняя пачка (1225—1235 м) сульфатной толщи также, по-видимому, относится к нижней части свободской свиты. В основании ее залегает песчаник кварцевый, крупнозернистый, с зернами гравия. Верхняя часть пачки сложена глиной темно-кремово-коричневой, алевритистой, с неясной слоистостью. Выше — базальный песчаник дудичской свиты.

Второй литологический комплекс свободской свиты уверенно выделяется лишь в скв. Северо-Каменская 9Р (2309—2522 м), где он подразделяется на три ритмопачки. В нижней (2440—2522 м) на гл. 2498—2500 м залегает аргиллит красновато-буровато-коричневый, песчанистый, с прослоями мелкозернистого глинистого песчаника, с солевым цементом. По-видимому, такие же аргиллиты, чередующиеся с алевролитами и песчаниками, залегают в основании ритмопачки (2505—2522 м). Верхняя часть ритма представлена чередованием алевролитов глинистых, глин алевритовых и ангидритов. Средняя ритмопачка (2390—2440 м) в нижней части (2419—2440 м) сложена аргиллитами, алевролитами и песчаниками, которые образуют три ритма мощностью (снизу вверх) 9, 6 и 4 м. Верхняя часть ритмопачки (2390—2419 м) представлена, в основном, ангидритами и каменной солью с прослоями песчаников, реже алевролитов. Верхняя ритмопачка (2309—2390 м) наиболее соленасыщенная в разрезе II литологического комплекса. Она подразделяется на две пачки. Нижняя из них (2350—2390 м) сложена в нижней части глинисто-алеврито-песчаными породами, в средней — солевыми и глинисто-алевритовыми, в верхней — глинисто-ангидритовыми. Верхняя пачка (2309—2350 м) представлена в нижней части пластом глины, разделенным прослоем ангидрита, в верхней — соленосными отложениями.

В скважинах Свободские 1Р и 2Р отложения II комплекса выражены плохо, здесь отсутствуют прослои каменной соли и ангидритов, а керн не поднимался.

III литологический комплекс отчетливо выделяется в скв. Северо-Каменская 9Р на гл. 2180—2309 м, менее отчетливо — в скв. Слободская 2Р (1350—1415 м) и не отделяется от II комплекса в скв. Свободская 1 Р, где общая их мощность составляет 158 м (2249—2407 м). В целом, III комплекс — это соленосно-ангидритовая терригенная толща.

IV литологический комплекс свободской свиты выделен также в трех скважинах: Северо-КаменскаР (1988—2180 м), Свободская 2Р (1176—1350) и Свободская 1Р (2070—2249 м). В каждой из них в основании залегают глинисто-алевролитовые породы (мощность 8—15 м), которые перекрываются пластами ангидрита или каменной соли примерно такой же мощности.

V литологический комплекс завершает разрез свободской свиты. Наиболее мощный его разрез — в скв. Свободская 1Р (1796—2070 м). Здесь на гл. 1794,7—1809,5 м, с которой поднят керн, преобладают глины темно-буровато-коричневые от неясно- до тонкослоистых, местами листоватых, алевритистых, с частыми прослоями алевролита, с кристаллами и прослоями прозрачной каменной соли.

V комплекс свободской свиты в скв. Свободская 2Р (1009—1176 м) состоит из трех ритмопачек: нижней (1100—1176 м), средней (1052—1100) и верхней (1009—1052 м). В кровле последней (1004—1020,4 м) поднят керн, в котором наблюдается граница свободской и дудичской свит. Здесь аргиллит буровато- и шоколадно-коричневый свободской свиты трансгрессивно перекрывается базальным песчаником дудичской свиты.

V литологический комплекс в скв. Северо-Каменская 9Р (1870—1988 м) состоит только из двух нижних пачек (1912—1988 м и 1870—1912 м), хорошо коррелируемых с соответствующими пачками скв. Свободская 2Р. Основание нижней пачки представлено пластом глинисто-алевролитовой породы с прослоями ангидрита. Верхи пачки сложены каменной солью (1912—1954 м) с прослоями глинистого алевролита. Верхняя пачка в нижней части (1889—1912 м) представлена алевритовой глиной в основании (мощность до 10 м), выше — ангидритами с прослоями алевролитов и песчаников. Верхняя часть пачки (1870—1889 м) — алевролито-глинистая с прослоями, по-видимому, ангидритов, а возможно и песков. Вероятно, это зона выветривания свободской свиты. В скважинах Свободская 2Р, Каменская 5Р, Южно-Домановичи 24 к, Мозырь 1с, Прудокские 3Р и 4Р образования свободской свиты трансгрессивно перекрываются породами дудичской свиты. Однако в двух разрезах Припятского прогиба — скважинах Северо-Каменская 9Р (1325—1870 м) и Свободская 1Р (1883—1796 м) между свободской и дудичской свитами залегает песчано-глинисто-алевролитовая толща, возраст которой неясен. Автор выделяет ее в самостоятельную литолого-стратиграфическую единицу — **преддудичскую толщу** нижней перми.

В породах свободской свиты органические остатки не обнаружены. Раннепермский ее возраст устанавливается по ряду признаков, важнейшими из которых являются: ее нормальное, ненарушенное залегание между палеонтологически доказанными каменноугольными и верхнепермскими (дудичская свита) породами; литологическое различие девонских и нижнепермских солей; присутствие, кроме пластов калийных солей, прослоя кизерита и отсутствие в солях нижней перми "лодочек" и "елочек"; значительное общее сходство по этим признакам, а также по присутствию пласта мощностью более 50 м чистой белой соли с краматорской свитой нижней перми Днепровско-Донецкого прогиба и Донбасса; трансгрессивное залегание на породах прудковской свиты, возраст которой палеонтологически доказан в скважинах Щитцы 110с и Черниговская 1Р; характерный парагенез минералов соленосной толщи, сходный с краматорской свитой и другими нижнепермскими образованиями (Кислик и др., 1985_2); присутствие мощной (до 600 м) "надсолевой" преддудичской толщи, перекрывающей свободскую свиту; фациальное замещение солей ангидритами и другими сульфатсодержащими породами в скважинах Прудокские 3Р и 4Р, Южно-Домановичи 24к и Мозырь 1с; примыкание друг к другу по крутому разрывному нарушению разновозрастных (девонской и пермской) соленосных толщ Каменского купола и Северо-Каменской синклинали, что выявлено впервые в прогибе.

Артинский ярус

В Беларуси к артинскому ярусу условно, по аналогии с разрезами Литвы, отнесены отложения пярлойской свиты, а ранее также условно относилась дудичская свита (Решения ..., 1965).

Пярлойская свита выделена в 1966 г. А.И. Шляупа. Названа по пос. Пярлоя (Литва). Стратотип в скв. Озерск 1 (гл. 1041,5—1095 м) в Калининградской области России. Выделено два типа разреза: западный — типичный красный лежень нижней перми Западной Европы (пестроцветные грубообломочные аркозовые породы) и восточный — сероцветные пески и песчаники разнозернистые (характерный разрез — скв. Пярлоя 60, гл. 272,8—301,5 м). Палеонтологически свита не охарактеризована. Мощность на востоке до 29 м.

В Беларуси аналогичные терригенные отложения (мощность 6,0—32,7 м) установлены в 1964—1966 гг. при геологосъемочных работах среднего масштаба (Пасюкевич, Семенюк, 1968). Они пройдены несколькими скважинами в Вороновской структурно-фациальной зоне, узкой полосой примыкающей к Литве. Поэтому при подготовке стратиграфической схемы перми Беларуси для этой зоны были приняты наименования литовских свит — пярлойская и новоакмянская (Решения ..., 1976, 1983).

Отложения пярлойской свиты в пределах Вороновской зоны залегают несогласно на породах кембрия и венда, перекрываются нижнемеловыми (альбскими) глауконито-кварцевыми песками (Пасюкевич, Семенюк, 1968). Наиболее полный разрез свиты пройден в скв. Городище 83 (200—232,7 м): пески и слабосце-

ментированные песчаники, слюдисто-полевошпатово-кварцевые, серые, светло- и коричневато-серые, разнозернистые, в нижней части с гравием и галькой, местами глинистые, с тонкой горизонтальной и косой слоистостью. В подошве — песок коричневато-серый, разнозернистый, с гравием, залегает на сильно выветрелых гравелитах и песчаниках кембрия. Иногда встречаются прослои алевролита. В скв. Эйтуны 84 уцелела от размыва лишь нижняя, более грубозернистая часть свиты (192—198 м).

Органических остатков в породах пярлойской свиты не обнаружено (Пасюкевич, Семенюк, 1968). Поэтому возраст ее не совсем ясный. По аналогии с более типичными и лучше изученными разрезами Литвы пярлойская свита условно отнесена к артинскому ярусу нижней перми (Решения ..., 1983, 1990).

Отложения кунгурского яруса нижней перми на территории Беларуси отсутствуют.

Верхний отдел

Верхняя пермь на территории Беларуси представлена уфимским, казанским и татарским ярусами. Верхнепермские отложения распространены здесь значительно шире, чем нижнепермские, на трех разобщенных площадях: юго-восточной (Брагинско-Лоевская седловина и Припятский прогиб), юго-западной (Подлясско-Брестская впадина) и западной (Вороновская зона). На первой площади они представлены дудичской, на второй — ясиновской и каменецкой, на третьей — новоакмянской свитами (Решения ..., 1983, 1990).

Уфимский ярус

В Беларуси отложения уфимского яруса палеонтологически не доказаны. К ним условно отнесена ясиновская свита Брестской впадины.

Ясиновская свита выделена В.К. Голубцовым в 1980 г. (Материалы ..., 1981; Решения ..., 1983). Стратотипический разрез — скв. Новая Голя 08 (гл. 473,2—484,6 м), мощность 11,4 м. Название свиты от д. Ясиновка Каменецкого р-на Брестской обл., где в скв. Ясиновка 04 (437—446,5 м) выделен парастратотип свиты. Первоначально свита относилась к казанскому ярусу (нижний цехштейн) (Голубцов, 1961_1). Ее отложения залегают на сравнительной большой глубине (492 м в скв. Волчин 019 и 478,6 м в скв. Новоселки 1с) на размытой поверхности силурийских, реже нижнедевонских отложений, перекрываются трансгрессивно нижнетриасовыми породами. Нижняя и верхняя границы свиты подчеркнуты присутствием базальных конгломератов. Ясиновская свита подразделяется на две части: нижнюю — песчано-гравелито-конгломератовую и верхнюю — алевролито-песчаную. Нижнюю часть свиты слагают гравелиты, песчаники и конгломераты. Породы серые и светло-серые, местами с зеленоватым оттенком, с карбонатно-глинистым цементом. Обломочный материал неотсортированный. Конгломераты состоят из гальки и обломков силурийских известняков и доломитов, гравия и крупных зерен кварца, полевых шпатов, слюды и глауконита, с гнездами гипса, обломками переотложенной силурийской фауны (брахиопод, мшанок, криноидей, строматолитов, кораллов и др.). Для конгломератов характерны пустоты выщелачивания, заполненные кальцитом, гипсом, другими эпигенетическими минералами. Местами конгломераты вверх по разрезу сменяются гравелитом и песчаником разнозернистым, полевошпатово-кварцевым, реже кварцевым.

В нижней части свиты преобладают конгломераты и гравелиты. В ее подошве залегает крупнообломочная брекчия, состоящая из угловатых обломков (до 3—5 см) известняков. Грубозернистость всех типов пород свиты увеличивается в северном и северо-восточном направлениях, в сторону южного склона Белорусской антеклизы. Мощность нижней части ясиновской свиты изменяется от 0,5 до 11,0 м (скв. Мачулищи 02), а в типовом разрезе скв. Новоселки 1с — 7,9 м (Голубцов, 1961_1; Зингерман, Левый, 1983).

Верхняя часть ясиновской свиты сложена песчаниками светло-серыми, иногда светло-зеленоватыми, кварцевыми, мелко- и среднезернистыми, с карбонатно-глинистым цементом, в нижней части с галькой глины и доломита, с прослоями мелкогалечникового конгломерата. В средней части слоя залегает алеврит светло-серый с зеленоватым оттенком, глинистый, слюдистый на плоскостях наслоения. В скв. Новоселки 1с конгломерат, песчаник и алевролит составляют нижний ритм верхней части свиты. Второй ритм в основании сложен песчаником мелкозернистым. Выше залегают известняки каменецкой свиты.

Вопрос о возрасте ясиновской свиты дискуссионный. Р.Е. Айзберг и Р.Г. Гарецкий (Тектоника Белоруссии, 1976), учитывая, что в Польше (Budowa ..., 1968) принят раннепермский возраст базальных конгломератов нижнего цехштейна, считают, что возраст нижней (песчано-конгломератовой) части ясиновской свиты целесообразно считать раннепермским и сопоставлять ее с красным лежнем Польско-Германской низменности. В.К. Голубцов, на основании редких находок фауны и сопоставления ясиновской свиты с польскими и литовскими разрезами перми, считает, что эта свита сопоставляется с кальварийской и саснавской свитами верхней перми Литвы и что в Подлясско-Брестской впадине отсутствуют образования красного лежня нижней перми. Одним из доказательств этой позиции является мнение П.И. Сувейздиса о том, что отложения кальварийской формации образовались за счет размыва красного лежня.

35. Зак. 5046

Казанский ярус

В Беларуси отложения казанского яруса вскрыты в 1954 г. скв. Комарники 77 (Высоковский р-н Брестской обл.) и условно сопоставлены В.К. Голубцовым с породами верхней перми Литвы. Палеонтологически обоснованные образования этого возраста были установлены в 1960 г. в скв. Новоселки 1с Подлясско-Брестской впадины по остаткам фораминифер, брахиопод и пелеципод (Голубцов, 1961_1). В составе яруса выделены: каменецкая свита в Подлясско-Брестской впадине и новоакмянская — в Вороновской зоне (южный склон Балтийской синеклизы).

Каменецкая свита установлена В.К. Голубцовым в 1980 г. Стратотип свиты в скв. Мачулищи 02 (482,4—522,6 м). Название — от г. Каменец Брестской обл., вблизи которого расположен стратотипический разрез. Парастратотип — в скв. Новоселки 1с (460,6—478,6 м) (Голубцов, 1961_1).

Отложения каменецкой свиты залегают трансгрессивно, с перерывом и размывом на породах ясиновской свиты, а перекрываются нижнетриасовыми, реже — юрскими (скважины Березовка 022, Пяски 025 и 027) образованиями.

Свита сложена, в основном, доломитами и известняками, с прослоями мергелей, глин и песков. Доломиты и известняки светло-серые, желтовато-белые, серые, в нижней части до темно-серых, кавернозные, толстоплитчатые, со стилолитами и парастилолитами, часто органогенные, оолитовые, иногда глинистые, алевритистые и песчанистые. Более глинистые разности тонко- и горизонтально-слоистые, с прослоями глинистых доломитов, мергеля, глин и песков. В верхней части разреза породы выветрелые, превращенные в доломитовую муку.

В нижней части свиты преобладают серые и темно-серые известняки и доломиты с растительным детритом и обуглившимися растительными остатками. В скв. Новоселки 1с в основании свиты залегает известняк темно-серый, мелкокавернозный, с обуглившимися растительными остатками. Иногда здесь наблюдаются единичные прослои (скв. Мачулищи 02, гл. 516,4—521,5 м) песков светло-серых, мелкозернистых, полевошпатово-кварцевых.

Выше базального известняка, в скв. Новоселки 1с (465,1—469,5 м) залегает известняк серый, с гнездами пирита, фаунистическими остатками (брахиоподы, пелециподы, криноидеи, кораллы, мшанки, остракоды и фораминиферы). Встречаются и растительные остатки. Преобладают брахиоподы *Horridonia ex gr. horrida (Sow.)*, *Licharewia ex gr. rugulata (Kut.)* и др. Определены также мшанки *Fenestella sp.*; остракоды *Bairdia sp.*, *Acratia sp.* и довольно многочисленные фораминиферы *Nodosaria sp.*, *N. permiana (Spand.)*, *N. noinskyi Tcherd.*, *N. geinitzi Reuss*, *N. ex gr. netchajewi Tcherd.*, *N. ex gr. permiana (Spand.)*, *N. ex gr. noinskyi (Tcherd.)*, *N. ex gr. geinitzi Reuss*, *Geinitzina sp.*, *G. spandeli Tcherd.*, *G. ex gr. spandeli Tcherd.*, *Dentalina sp.*, *D. ex gr. bradyi Spand.*, *Ammodiscus ex gr. semiconstrictus Wat.* (Голубцов, 1961_1).

Выше (462,9—465,1 м) — известняк светло-серый, в верхней части кавернозный, в нижней — доломитизированный. В кавернах наблюдаются мелкие друзы пирита. В подошве — известняк с редкой фауной пелеципод (*Schizodus ex gr. obscurus Sow.* ?, *Pseudobakewellia ex gr. ceratophagaeformis Noin.* ?) и мелкими растительными остатками. В известняках определена примерно такая же фауна, как и в скв. Новоселки 1с (Зингерман, Левый, 1983).

Примерно такое же строение каменецкой свиты наблюдается и в других изученных разрезах. По литологическим, палеонтологическим и промыслово-геофизическим данным свиту можно подразделить на нижнюю и верхнюю подсвиты. Типовые разрезы их выделены в скв. Новоселки 1с. Нижняя подсвита (465—478,6 м) — темно-серые и серые известняки, нередко органогенные, с богатой и разнообразной фауной, особенно — брахиопод и фораминифер, кораллов, мшанок и криноидей. Верхняя подсвита (460,6—465 м) — белые и светло-серые известняки и доломиты, иногда оолитовые и псевдооолитовые, с редкими прослоями мергелей и глин, с фауной пелеципод. В подошве той и другой свит — известняки с растительными остатками, иногда с зернами кварца.

Возраст каменецкой свиты определяет видовой состав встреченных здесь фораминифер. Большинство из них известны в цехштейне Северной Германии, Польши и Прибалтики, а некоторые из них также и на востоке Восточно-Европейской платформы. Поэтому возраст свиты — казанский ярус и цехштейн Западной Европы (Голубцов, 1961_1).

Новоакмянская свита выделена в 1962 г. П.И. Сувейздисом в Литве. Стратотип в скв. Тяльмяй 1Р (гл. 147—217 м): известняки серые, доломиты и мергели. Многочисленны остатки фауны: фораминиферы (*Nodosaria permiana (Spand.)* и др.), брахиоподы (*Horridonia horrida (Sow.)* и др.), пелециподы (*Pseudobakewellia ceratophagaeformis Noin.* и др.) и др. Породы свиты залегают согласно на отложениях саснавской свиты, а в южных районах Литвы — трансгресивно на породах пярлойской свиты нижней перми, нижнего девона и др.

В Беларуси в 1980 г. новоакмянская свита предложена В.К. Голубцовым для наименования карбонатных отложений верхней перми в Вороновской зоне (Решения ..., 1983). Здесь отложения свиты пройдены скважинами Большие Лепели 590, Радунь 312, Плиса 10, Гродно 40 и тремя скважинами в г. Вороново. В двух из них (Вороново 283 и 991) пермские отложения залегают на породах кристаллического фундамента на глуби-

нах соответственно 204 и 205 м, в скв. Большие Лепели 590 и Плиса 10 — на вендских отложениях.

Отложения новоакмянской свиты в Вороновской зоне залегают трансгрессивно на породах пярлойской свиты, местами на кристаллическом фундаменте и вендских образованиях. Сложена она известняками и доломитами серыми и светло-серыми, с прослоями зеленовато-серых мергелей и глин. В подошве залегает песчаник светло-серый, кварцевый, разнозернистый. В породах встречены остатки брахиопод, пелеципод и фораминифер. В скв. Пашкос 75, расположенной на территории Литвы, определены брахиоподы *Horridonia horrida (Sow.)*, пелециподы *Dielasma elongata Schloth.* и *Streptorhynchus pelargensis Schloth.*, фораминиферы *Glomospira cf. pusilla Geintz.* и др, которые позволяют определять возраст новоакмянской свиты как казанский ярус или цехштейн (Решения ..., 1983, 1990). В других скважинах Литвы комплекс ископаемой фауны этой свиты более обильный (Сувейздис, 1975).

Отложения новоакмянской свиты по литологическому составу хорошо сопоставляются с каменецкой свитой Подлясско-Брестской впадины, по-видимому, соответствуя ее нижней подсвите — "брахиоподово-фораминиферовой". Мощность отложений новоакмянской свиты в Вороновской зоне от 2—3 до 10 м, в Литве — до 40 м (Решения ..., 1983, 1990).

Татарский ярус

В Беларуси отложения татарского яруса (кореновской свиты) установил по остаткам филлопод в 1954 г. Н.И. Новожилов (Лапчик, 1954, 1958; Новожилов, 1976). Они переведены в состав нижнего триаса по присутствию в ее породах *Vertexia tauricornis Lutk.* и *Cornia papillaria Lutk.* (Решения ..., 1982, 1983). В составе татарского яруса в Беларуси выделяется теперь дудичская свита (Решения ..., 1983, 1990).

Дудичская свита. Название "дудичская свита" предложено в 1962 г. вместо термина "пересажская свита" (Решение ..., 1965). Стратотип — скв. Дудичи 73с (5085—6585 м), парастратотип — скв. Прудок 19к (934—1085 м). Первоначально в состав свиты включалась также ее верхняя песчаниковая подсвита мощностью 0,9—43,7 м (Геология СССР. Т. III. Белорусская ССР, 1971), но позже она была выделена в самостоятельную выступовичскую свиту триаса (Материалы ..., 1981).

Отложения дудичской свиты широко распространены в Припятском прогибе и на Брагинско-Лоевской седловине, пройдены также в скв. Поддобрянка 37к (778—790 м), расположенной к северу от Северо-Припятского краевого разлома. Залегают они на глубине от 247 м (скв. Моисеевка 30с) до 1825 м (скв. Южно-Домановичская 3Р) трансгрессивно на породах разного возраста: в осевой части Припятского прогиба — на нижнепермских (свободская и прудковская свиты), на остальной территории — каменноугольных и верхнедевонских. На большей части Припятского прогиба дудичская свита имеет мощность 13—64 м и представлена глинами красно-бурыми, кирпично-красными, буровато-коричневыми, с белесыми пятнами ("глазками"), карбонатными, песчанистыми и алевритистыми, слюдистыми, местами слоистыми, с прослоями красноцветных глинистых алевролитов и песчаников полевошпатово-кварцевых. По трещинам и в пустотах пород встречаются жеоды кальцита, флюорита и барита. Свита имеет ритмичное строение. В наиболее полных разрезах выделяется до 8 сравнительно крупных (10—15 м) ритмов, с прослоями алевролита и песчаника в их основании. В подошве свиты повсеместно залегает песчаник кварцевый, разно- и мелкозернистый. В прибортовых разрезах (скважины Богутичи 76с, Михайловка 82с и др.) в основании свиты залегает галечник или конгломерат кварцита. Встречаются прослои доломитизированных известняков и доломитов.

Алевролиты свиты (мощность 3—5 м) красно-бурые, светло-голубоватые, полевошпатово-кварцевые, глинистые, местами с обломками кварцитовидных и эффузивных пород. Песчаники встречаются единичными прослоями (от 0,10 до 0,5—1,0 м), полевошпатово-кварцевые, мелкозернистые, глинистые, с глинистым, реже карбонатным цементом.

Нижняя граница отложений дудичской свиты отчетливая в связи с резким отличием их от подстилающих пород. Базальная пачка дудичской свиты в скв. Дудичи 73с (645—658,5 м), которая ранее относилась к прудковской свите (Геология СССР. Т. III. Белорусская ССР, 1971), представлена в основном песчаниками, с прослоями алевролитов и глин. Песчаники кирпично-красные, в верхней части красно-бурые, полевошпатово-кварцевые, слюдистые, разно- и мелкозернистые, с обломками эффузивных, кремнистых и карбонатных пород, с карбонатным, гипсовым и глинистым цементом. Алевролиты, как и песчаники, полевошпатово-кварцевые, слюдистые, с гипсовым, карбонатным, гипсово-карбонатным и песчано-глинистым цементом.

В наиболее погруженных зонах центрально-осевой части Припятского прогиба наблюдаются более полные разрезы дудичской свиты. Свита здесь подразделяется на две подсвиты — нижнюю и верхнюю. Верхняя (алевролито-глинистая) развита повсеместно (исключая высокоприподнятые структуры и крайний запад прогиба) в Припятском прогибе и на Брагинско-Лоевской седловине. Нижняя подсвита преимущественно глинистая, с гнездами и прожилками гипса и ангидрита, развита только на погруженных межкупольных участках отдельных синклинальных зон Припятского прогиба. Она наращивает снизу разрез типично дудичской свиты.

Эту подсвиту слагают глины красноцветные, изредка с голубоватыми и белесыми пятнами, алеври-

тистые, обычно карбонатные, в нижней части горизонтально-слоистые. В основании подсвиты часто отсутствует базальная песчаная пачка. Нередко ее фациальным аналогом является глина с зернами крупного песка и гравия. В отдельных разрезах (Заозерная структура и др.) в самой подошве подсвиты имеется тонкий прослой мелкозернистого песчаника. Выше, на породах слабовыраженной базальной пачки, реже — непосредственно на каменноугольных отложениях (Заозерная структура) залегает пачка "полосчатых" глин, обычно яркокрасноватых с белесыми пятнами и полосами, ориентированными параллельно напластованию, неясно слоистых, реже горизонтально-слоистых. По внешнему облику "полосчатые" глины Заозерной структуры сходны с тонкослоистыми красно-бурыми и коричневатыми (шоколадными) глинами скважин Прудок 18к (1079—1100 м), Дудичи 73с (658,5—661,7) и Домановичская 1Р (1273—1296 м), которые ранее (Лапчик, 1958, 1972; Голубцов, 1961_2, 1979; Невмержицкая, 1972) относились к прудковской свите нижней перми, а теперь — к пачке "полосчатых" глин нижнедудичской подсвиты. В нижней части подсвиты в некоторых разрезах, в том числе в трех указанных, отмечены гнезда и прожилки гипса и ангидрита, прослои песчаников, кварцевых, мелкозернистых, с гипсово-карбонатным цементом и тонкослоистых глин. Выше в составе подсвиты выделяются 6—8 ритмов, построенных однотипно: в нижней их части залегают алевролиты или песчаники, реже песчанистые глины, в верхней — глины или глинистые алевролиты.

В скв. Прудок 19к на розовато-лиловой выветрелой глине среднего карбона в подошве дудичской свиты (гл. 1085 м) залегает глина кирпично-красная, алевритистая, тонкослоистая, известковая, с зернами крупного песка и гравия кварца и кварцита. Выше (972—1084 м) — глины красно-бурые, кирпично-красные, красновато-коричневые, известковистые, алевритистые, с прослоями алевролита глинистого. Над ними (934—972 м) выделена верхнедудичская подсвита, которая сложена такими же глинами, как и нижележащие.

В скв. Свириновка 60с дудичская свита (486—619 м) подразделяется на нижнюю и верхнюю подсвиты. Нижнедудичская подсвита (515—619 м) в основании представлена песчаником желтовато-красным, кварцевым, слюдистым, глинистым, мелкозернистым, с известковистым цементом, местами переходящим в алевролит. Выше (515—617 м) — глина красно-бурая и кирпично-красная, полосами, пятнами и разводами голубовато-серая, алевритистая, известковистая, с прослоями глинистых алевролитов. В основании верхнедудичской свиты (486—515 м) залегает песчаник красно- и розовато-бурый, кварцевый, мелкозернистый, с глинистым и известковым цементом. Выше (490—513 м) — песчаники желто-бурые, кирпично-красные, кварцевые, с карбонатным цементом. В верхней части подсвиты (486—490 м) — алевролиты и песчаники кварцевые, красно-бурые, в кровле с белесыми пятнами, мелкозернистые, с глинисто-карбонатным цементом, в нижней части с карбонатными оолитами. Отложения дудичской свиты в этом разрезе перекрываются конгломератом выступовичской свиты.

Близкие к описанным разрезы дудичской свиты известны в скважинах Домановичи 1Р, Прудок 18к, 20к и др. Так, в скв. Домановичи 1Р дудичская свита (1196—1296 м) подразделяется на нижнюю (1243—1296) и верхнюю (1196—1243) подсвиты. В скв. Прудок 18к дудичская свита вскрыта на гл. 790—1100 м. В ее составе выделены нижняя (941—1100, полностью не пройдена) и верхняя (740—941) подсвиты. Скв. Прудок 20к остановлена в базальном песчанике верхнедудичской подсвиты (1012—1200 м).

Возраст дудичской свиты, особенно ее нижней подсвиты, остается не совсем ясным. Это связано, прежде всего, с тем, что она не имеет палеонтологической характеристики. В породах свиты (скважины Домановичская 1Р, Ельская 2Р, Иваньковщина 33с) обнаружены лишь единичные остракоды плохой сохранности, редкие оогонии харовых водорослей, остатки и ходы червей, переотложенные обломки шипов и створок брахиопод, напоминающих хонетид из каменноугольных отложений.

Глава 6

СТРАТИГРАФИЯ И ЛИТОЛОГИЯ МЕЗОЗОЯ

ТРИАСОВАЯ СИСТЕМА

В Беларуси палеонтологически обоснованные триасовые отложения установлены в 1949 г. (Геология СССР. Т. III. Белорусская ССР, 1971). Они распространены на двух разобщенных площадях: на юго-западе — в Подлясско-Брестской впадине и юго-востоке — в Припятском прогибе и на Брагинско-Лоевской седловине (см. рис. 5.41; табл. 6.1) В юго-восточном районе их мощность доходит до 300—500 м, иногда до 700—1100, достигая максимальной мощности 1243 м (скв. Каменская 5Р), охарактеризованы палеонтологическими остатками (конхостраки, остракоды, харовые водоросли, отчасти — споры и пыльца), имеют выдержанный состав и ритмичное строение на всей территории района, что позволяет расчленять их на три отдела и ряд литолого-стратиграфических подразделений (свит), которые хорошо коррелируются с аналогичными свитами Днепровско-Донецкого прогиба. В Подлясско-Брестской впадине выделяются условно только нижнетриасовые отложения мощностью до 40—50 м.

Отложения триаса имеют близкую литологическую и палеонтологическую характеристику как в Припятском прогибе, так и на Брагинско-Лоевской седловине. Район в тектоническом плане подразделен Малынско-Туровским и Лоевским разломами на три субмеридиональные части: западную, центральную и восточную. В зависимости от стратиграфической полноты и мощности разрезов здесь выделено пять структурно-фациальных зон: западная (западная часть прогиба), где развиты только отложения коренёвской и мозырской свит; восточная (Брагинско-Лоевская седловина), где отсутствуют отложения наровлянской свиты и верхней части калинковичской. Остальная часть Припятского прогиба разделена на три широтные зоны, в целом совпадающие с одноименными тектоническими зонами (Тектоника Белоруссии, 1976): северную, где отсутствуют отложения выступовичской свиты, центральную и южную, где триасовые отложения представлены наиболее полно.

Триасовые отложения на юго-востоке Беларуси залегают на глубине от 132,5 м (скв. Ящицы 47) до 1638 м (скв. Каменская 5Р) на породах дудичской свиты верхней перми, на каменноугольных и верхнедевонских отложениях, а в южной и северной окраинных частях их распространения — непосредственно на кристаллическом фундаменте (скважины Красное 95, Янов 18, Клюсы 31 и др.). Перекрываются они с размывом повсеместно среднеюрскими образованиями.

Триасовые отложения — это пестроцветная терригенная толща ритмичного строения, расчлененная на ряд свит, которые по палеонтологическим данным отнесены, большей частью условно, к различным ярусам нижнего, среднего и верхнего отделов. В целом отложения триасовой системы юго-востока Беларуси представляют собой крупный трансгрессивно-регрессивный завершенный ритм, состоящий из двух литологических толщ: нижней — песчаной красноцветной (выступовичская и коренёвская свиты) и верхней — глинистой пестроцветной (мозырская, калинковичская, наровлянская и валавская свиты). Эти свиты выделены при изучении многочисленных колонковых скважин с почти 100 %-ным выходом керна, с учетом каротажных данных. Описание свит с указанием нижней и верхней границ, ассоциаций минералов, характерных литологических особенностей приведено в работах Ф.Е. Лапчик (1958), В.К. Голубцова (1960, 1961_3, 1971), З.М. Невмержицкой (1963), К.Н. Монкевича (1976), Р.Г. Гарецкого и К.Н. Монкевича (1978) и др.

Нижняя граница отложений триасовой системы устанавливается отчетливо, особенно в разрезах близких к Южно- и Северо-Припятскому краевым разломам, где в основании выступовичской (на юге) и коренёвской (на севере) свит залегают конгломераты или галечники. По направлению к центру района их мощность значительно уменьшается и они постепенно замещаются разнозернистым песчаником. Верхняя граница триасовых отложений, как правило, четкая, она отмечена стратиграфическим несогласием и размывом.

В 1979 г. Межведомственное стратиграфическое совещание (г. Саратов) приняло схему триасовой системы на территории Восточно-Европейской платформы в составе трех отделов (Решение ..., 1982). Однако ярусы в них, в виду недостаточной палеонтологической обоснованности, не были официально выделены. В та-

36. Зак. 5046

Таблица 6.1

Стратиграфическая схема триасовых отложений Беларуси

Общая стратиграфическая схема: отдел	Общая стратиграфическая схема: ярус	Корреляция местных разрезов. Припятский прогиб и Брагинско-Лоевская седловина: свита	под-свита	толща	Брестская впадина: свита, подсвита	Стратиграфическая схема смежных регионов. Днепровско-Донецкая впадина: свита, подсвита	Балтийская синеклиза: свита	Польша: отдел	ярус	подъярус	свита, слои
Верхний	Рэтский-норийский-карнийский	Валавская	Верхняя	Глинистая каолинизированная		Новоройская	Нидская	Верхний	Рэт	Верхний	Бартошицкие
										Средний	Нидзицкие
			Нижняя			Протопивская				Нижний	
									Кейпер	Верхний	
										Нижний	
Средний	Анизийский-ладинский	Наровлянская	Верхняя	Известняково-глинистая		Серебрянская: Глинская		Средний (раковинный известняк)	Ладинский	Верхний	
			Нижняя	Песчано-глинистая							
		Калинковичская	Верхняя	Карбонатно-песчано-глинистая		Серебрянская: Миргородская			Вирглор (анизийский)	Средний	
			Нижняя	Глинистая						Нижний	
Нижний	Индский-оленёкский	Мозырская	Верхняя	Глинисто-мергельная	Новоголянская	Серебрянская: Радченковская	Деймская	Нижний (пёстрый песчаник)	Верфенский (скифский)	Верхний	Рёт
										Средний	Варминская: Эльблонгская
					Волчинская: Верхняя		Шаркувская				Варминская: Мальборская
			Нижняя	Песчано-глинистая	Волчинская: Нижняя		Таурагская				Лидзбарская
		Коренёвская	Верхняя	Песчаная		Дроновская: Коренёвская	Палангская			Нижний	Балтийская
			Средняя	Песчано-оолитовая							
			Нижняя	Песчано-конгломератовая			Нямунская				
		Выступовичская		Песчаниковая		Дроновская: Шебелинская	?				

ком же объеме и виде принята стратиграфическая схема триасовых отложений Беларуси (Решения ..., 1983).

Нижний отдел

Нижнетриасовые отложения имеют максимальное по сравнению с пермскими и среднетриасовыми образованиями распространение на юго-востоке Беларуси. В их составе на основании литологического состава и определений остракод, конхострак, харовых водорослей и миоспор выделены на юго-востоке Беларуси выступовичская, коренёвская и мозырская, а в Подлясско-Брестской впадине — волчинская и новоголянская свиты. Отложения выступовичской, коренёвской и мозырской свит составляют единый крупный цикл осадконакопления.

Выступовичская свита установлена в 1961 г. как песчаниковая толща верхней части дудичской свиты (Голубцов, 1961_3). Как самостоятельное стратиграфическое подразделение выступовичская свита выделена В.К. Голубцовым и В.П. Курочкой в 1971 г. (Решения ..., 1983).

Выступовичская свита широко распространена только в южной зоне, сложена песчаниками розовато-красными и красно-бурыми, кварцевыми, разнозернистыми (от мелко- до крупнозернистых), с гравием, реже мелкой галькой овручского кварцита, с прослоями мелкогалечникового конгломерата и гравелита, а также красно-бурых и кирпично-красных, иногда оранжево-красных глинистых песчаников и алевролитов и алевритовых глин. Цемент песчаников — глинистый и карбонатный, в прибортовых разрезах отмечаются прослои известняков светло-розовых, бело-розовых и светло-серых, с примесью терригенного материала. В подошве обычно залегает гравелит или крупнозернистый песчаник. В разрезах восточной зоны (Брагинско-Лоевская седловина) преобладают конгломераты. Органических остатков в породах свиты не обнаружено. Формирование свиты, судя по составу слагающих пород и площадному развитию, шло за счет размыва пород овручской серии (Геология СССР. Т. III. Белорусская ССР, 1971).

Выступовичская свита в литологическом отношении ближе связана с коренёвской свитой (нижний триас), чем с дудичской. Поэтому ее возраст принят как нижнетриасовый (Решения ..., 1983).

Мощность отложений выступовичской свиты изменяется от 6 м на юге Брагинско-Лоевской седловины до 63—66 м в южной и центральной зонах Припятского прогиба.

Коренёвская свита. Стратотип свиты — Домановичская скв. 1Р (гл. 923—1158 м). Ф.Е. Лапчик (1954, 1958) относила ее к верхней перми.

Отложения коренёвской свиты широко распространены на Брагинско-Лоевской седловине и в Припятском прогибе, заходя за Южно- и Северо-Припятский краевые разломы. Они отсутствуют лишь на крайнем западе прогиба и на некоторых высокоприподнятых соляных куполах в северной, центральной и южной зонах. Залегают на глубине от 114—152 м до 1623 м с размывом на породах выступовичской и дудичской свит, отложениях карбона, фаменского и франского ярусов девона, среднего девона и породах кристаллического фундамента. Перекрываются породы коренёвской свиты отложениями мозырской свиты, в прибортовых разрезах и на отдельных соляных куполах — верхнетриасовыми и среднеюрскими образованиями.

Коренёвская свита — это красноцветная песчаная толща, с прослоями в нижней части конгломератов и гравелитов, а в средней — оолитовых песчаников. В.К. Голубцов (1961_3) разделил коренёвскую свиту в скв. Домановичская 1Р (923—1158 м) на три подсвиты: нижнюю — песчано-конгломератовую, среднюю — песчано-оолитовую и верхнюю — песчаную (Решения ..., 1965, 1983; Геология СССР. Т. III. Белорусская ССР, 1971).

Нижняя (песчано-конгломератовая) подсвита имеет наиболее широкое распространение среди остальных свит и подсвит пермских и триасовых отложений Беларуси. Нижняя граница ее во всех разрезах отчетливая, так как в основании подсвиты почти всегда залегает базальный конгломерат и галечник, состоящий в южной зоне преимущественно из крупных галек и валунов кварцитов, редких галек каменноугольных известняков, а в северной зоне — галек кавернозных известняков и доломитов девонского, реже каменноугольного возраста, единичных обломков гранитов и песчаников. Местами конгломерат содержит гнезда сульфидного оруденения и урановых минералов (скв. Малиновка 50с). Мощность базального конгломерата и галечника на юге до 25 м, на севере до 3 м.

В верхней части песчано-конгломератовой подсвиты преобладают пески красно-бурые, красновато-оранжевые, кирпично-красные, кварцевые, разнозернистые (в основном, средне- и мелкозернистые), местами с редкими прослоями алевролита глинистого и песчаников.

Нижняя подсвита коренёвской свиты в скв. Домановичская 1Р (996—1158 м) сложена, в основном, мелкозернистыми кварцевыми песчаниками, слабосцементированными, и песками, на отдельных интервалах с галькой, гравием и грубыми песчаными зернами белых и розовато-белых известняков с остракодами, белых глинистых известняков, светло-желтоватого доломита, кварца, розового кварцита и др. Эта песчаная толща является аналогом песчано-конгломератовой подсвиты южных и северных разрезов. Она имеет четкое ритмичное строение. Здесь выделено девять ритмов, составляющих нижнюю (1038—1158 м) и верхнюю (996—1038 м) ритмопачки. В подошве подсвиты залегает пе-

сок кварцевый, мелкозернистый. Местами в породах встречаются остракоды и многочисленные харофиты (интервалы 1128—1135 м, 1113—1121 и 1033—1044,5 м). В интервале 1057,4—1064 м — чередование розовато-сиреневых, красновато-розовых оолитовых известковистых песчаников и глин. Это нижняя оолитовая пачка (1057—1078 м). В ее основании залегает глинистый песчаник с единичными гальками.

Палеонтологические остатки в породах нижней подсвиты встречаются редко. В скв. Домановичская 1Р, по данным Е.М. Люткевича (1962), в песчанике на глубине 1107—1135 м Г.Ф. Шнейдер определены следующие остракоды: *Darwinula fragilis Schneid.*, *D. sedecentis Mand.*, *D. topicalis Mand.*, *D. ex gr. obliqua (Gleb.)*, *D. pseudoinornata Bel.*, *D. aff. longa Bel.*, а Л.Я. Сайдаковский отсюда же определил *Pulviella ovalis Bel.* и остатки харовых водорослей *Stellatochara maedleri Horn et Rantz.*, *Sphaerochara karpinskyi (Dem.) Said.*, *Cunearochara acuminata Said.*, *Darwinulina fragilis Bel.*, *D. obliqua (Gleb.)*, чешуи и зубы рыб (Киснерюс, Сайдаковский, 1972). В скв. Кулажин 97с (546,3—547,7 м) Е.М. Люткевич в 1959 г. обнаружил *Cornia papillaria Lutk*, на основании чего сделал вывод о раннетриасовом возрасте песчано-конгломератовой подсвиты и всей коренёвской свиты (Голубцов, 1960; Люткевич, 1962).

Мощность песчано-конгломератовой подсвиты равна обычно 55—79 м. В западной и северной зонах, где коренёвская свита не подразделена на подсвиты, она составляет не более 15—20 м. Лишь в глубокопогруженных синклинальных участках центральной зоны, где мощность коренёвской свиты достигает 870 м (скв. Каменская 5Р), мощность нижней ее подсвиты составляет 162 м в скв. Домановичская 1Р и 306 м в скв. Азерецкая 1Р.

Средняя (песчано-оолитовая) подсвита по площади своего распространения значительно уступает песчано-конгломератовой. Она развита и имеет наибольшую мощность в межкупольных участках, часто отсутствует на высокоподнятых соляных куполах и в прибортовых разрезах. Залегают отложения этой подсвиты обычно согласно на породах песчано-конгломератовой подсвиты. Местами, в северной зоне, наблюдается трансгрессивное залегание пород подсвиты непосредственно на девонских отложениях.

Нижняя граница подсвиты проводится в подошве розовато-красных оолитовых песчаников, залегающих на кирпично-красных слабосцементированных песчаниках или песках песчано-конгломератовой подсвиты. Отложения песчано-оолитовой подсвиты перекрываются согласно породами песчаной подсвиты, а в некоторых купольных и прибортовых разрезах более молодыми триасовыми или юрскими образованиями.

Отложения песчано-оолитовой подсвиты представлены красноцветной песчаной толщей, сложенной, в основном, песчаниками, с редкими прослойками розовато-красных, известковистых глин. Песчаники розовато-красные, красно-бурые и кирпично-красные, кварцево-полевошпатовые, мелкозернистые, с карбонатным цементом, иногда слоистые. Довольно часто, особенно в северной зоне, встречаются прослои глинистых, слабосцементированных песчаников. В песчаниках подсвиты много известковистых оолитов, которые часто образуют тонкие прослои белесовато-розовых оолитовых известняков.

Карбонатность и мощность разреза песчано-оолитовой подсвиты закономерно уменьшаются с востока на запад и в юго-восточном направлении, в сторону Донбасса. Отсюда следует вывод, что породы подсвиты накапливались в своеобразном понижении, центр которого находился в районе центральной субмеридиональной зоны Припятского прогиба (Осташковичи — Прудок и др.), а края — в районе Нежинско-Ичнянского выступа и Полесской седловины.

Наиболее характерный разрез песчано-оолитовой подсвиты представлен в скв. Домановичская 1Р (гл. 950—996 м). Она подразделяется здесь на две пачки: нижнюю (978—996 м) и верхнюю (950—978 м). В основании нижней залегает пласт песчаника оолитового, розовато-сиреневого. Выше — песчаник кирпично-красный, розоватый, мелкозернистый, с карбонатным цементом, с прослоями глины розовато-красной, известковистой, тонкослоистой. В кровле и подошве слоя встречаются крупные обломки белого известняка с остракодами, а также галька серого и красного гранита. Выше (983—989 м) — песчаник розовато-сиреневый, оолитовый, с известковым цементом, а на глубине 977,5—983 м — песчаник кирпично-красный, мелкозернистый, глинистый, с известковым цементом, с галькой кварца, местами оолитовый.

В основании верхней пачки залегает галечник, представленный гальками гранита серого и розовато-серого, кварца и доломитизированного желто-серого известняка. В интервале 963,6—970,9 м — песчаник кирпично-красный, глинистый, с карбонатным цементом, с прослоями глины известковистой. В подошве слоя — розоватый песчаник, в отдельных прослоях оолитовый. На гл. 961—963,6 м залегает песчаник красновато-оранжевый, мелкозернистый, глинистый, с карбонатным цементом, в верхней части с прослойками оолитового песчаника. Завершается разрез песчано-оолитовой подсвиты (950—961 м) оолитовыми известняками, с пропластками сиреневой глины. Перекрывается песчано-оолитовая подсвита породами верхней песчаной подсвиты (923—950 м).

В скв. Южно-Домановичи 24к в подошве песчано-оолитовой подсвиты отмечается мелкий гравий хорошо окатанного кварца. Здесь в оолитовых песчаниках встречаются прослои розовато-бурой глины тонко-

слоистой до листоватой, с редкими конхостраками. Наблюдаются трещины усыхания, заполненные белым тонкозернистым песком. В разрезе подсвиты здесь четко выделяются два уровня с оолитовыми песчаниками: нижний (469—498 м) и верхний (438—456 м). Две оолитовые пачки выделяются также в скв. Гулевичи 22к: нижняя (540—550 м) и верхняя (515—526 м). В подошве последней отмечаются зерна гравия кварца в песчанике. В разрезах большинства других скважин прогиба обе оолитовые пачки сливаются в одну. В некоторых более полных разрезах коренёвской свиты, с мощностью более 200 м, по данным ГИС выделяются раздельно обе эти пачки.

Породы песчано-оолитовой подсвиты более богаты органическими остатками, чем песчано-конгломератовой: в тонких прослойках розовато-красных глин, залегающих среди оолитовых песчаников, встречаются отпечатки створок конхострак, а в песчаниках — оогонии харовых водорослей.

В скв. Южно-Домановичи 24к из пород интервала 495—504 м (по-видимому, из подошвы песчано-оолитовой подсвиты) Л.Я. Сайдаковский определил комплекс харофитов: *Stellatochara maedleriformis Said.*, *Porochara sokolovae Said.*, *Sphaerochara karpinskyi (Dem.) Said.*, *S. wetlugensis Said.* Примерно такой же комплекс харофитов он выделил в скважинах Речица 83с (300,3—304,3 м), Осташковичи 11к (582—692 м) и Тишковка 8к (460—567 м). Конхостраки обнаружила Ф.Е. Лапчик (1954) в Домановичской скважине 1Р в тонкослоистых глинах (964—983 м). Н.И. Новожилов в 1954 г. отсюда выделил следующие виды: <u>*Loxomicroglipta urjumensis Nov.*</u>, *Erisopsis urjumensis Nov.*, <u>*E. belmontensis (Mitch.)*</u>, *E. linguiformis (Mitch.)*, <u>*E. belorussicus Nov.*</u>, *Trigonestheria acutangularis (Lutk.)*, *T. angulata (Lutk.)*, <u>*Asmussia torricata (Nov.)*</u>, <u>*Pseudestheria longa Nov.*</u>, *P. nordvikensis (Nov.)*, <u>*Sphaerestheria belorussica Nov.*</u>, <u>*Rossoestheria acutangularis Nov.*</u> Этот комплекс, по мнению Н.И. Новожилова, указывает на татарский возраст вмещающих его пород. Однако, позже было установлено, что некоторые виды (подчеркнуты) встречаются в триасовых отложениях Московской синеклизы и Печорской впадины (Решение ..., 1982).

Позднее (1959—1963 гг.) В.К. Голубцов нашел и изучил конхостраки еще в девяти разрезах песчано-оолитовой подсвиты (скважины Волокошанка 1030с, Прудок 18к, 19к, 20к, 21к, 2-я Слободка 68с, Ровенская Слобода 80с, Речица 2к). Все формы оказались трудными для определения. Но важно, что среди них не встречены типично раннетриасовые виды *Pseudestheria gutta (Lutk.)*, *P. aequalis (Lutk.)*, которые в этих же разрезах (80с, 68с, 22к, 18к и др.) встречаются многочисленными скоплениями на 100—150 м выше по разрезу в породах мозырской свиты нижнего триаса. По-видимому, в песчано-оолитовой подсвите названных скважин присутствуют виды, возможно, сходные с комплексом конхострак в скв. Домановичская 1Р, хотя до сих пор этот комплекс больше не обнаружен ни в одном разрезе Беларуси.

Н.И. Новожилов в 1974 г. из пород песчано-оолитовой подсвиты коренёвской свиты скважин Василевичи 4к (476,5—485,8 м) и Осташковичи 11к (540 м) определил следующие виды ракообразных: *Limnadia maitchatica Nov.*, *L. vassilenkoi Nov.*, *Hircicornus circulicorniger Nov.*, *H. spinodorsus Nov.*, *Permisarmatus primus Nov.*, *P. brevis Nov.*, *Sarmatolepis belnigri belnigri Nov.*, *S. belnigri kudelini Nov.* По его мнению, указанный комплекс ракообразных свидетельствует о татарском возрасте коренёвской свиты (Новожилов, 1976). Весьма характерно, что и А.Ю. Лопато (1974 г.) во всех образцах из песчано-оолитовой подсвиты пяти изученных им скважин: Прудок 19к (798,8—805,3 м), Василевичи 4к (476,5—485,8), Речица 2к (528,6—541,1), Осташковичи 8к (440—444), Осташковичи 11к (581,8—588,8 м) определил только один вид *Vertexia tauricornis Lutk.*, указывающий на раннетриасовый возраст. Этот вид в 1979 г. впервые был обнаружен Х. Кацуром в нижней части пестрого песчаника Тюрингии (Материалы ..., 1981). Таким образом, возраст коренёвской свиты Припятского прогиба, с учетом данных по остракодам и харофитам, следует считать триасовым, что и отражено в стратиграфической схеме триаса Беларуси (Решения ..., 1983). Мощность песчано-оолитовой подсвиты изменяется от 40 до 112 м, достигая иногда 340 м (скважины Каменская 5Р, Азерецкая 1Р).

Верхняя (песчаная) подсвита развита на меньшей площади, чем песчано-оолитовая, что связано с размывом ее отложений в прибортовой части прогиба и на соляных куполах. Контакт свит устанавливается в кровле розовато-серых оолитовых песчаников и в подошве кирпично-красных песков, в которых оолиты уже, как правило, не встречаются. Перекрывается песчаная подсвита в большинстве разрезов породами мозырской свиты, а на соляно-купольных структурах и в прибортовых разрезах — среднеюрскими отложениями. В некоторых разрезах песчаная подсвита срезана размывом.

Песчаная подсвита сложена песчаниками и песками красно-бурыми и кирпично-красными, мелкозернистыми, кварцево-полевошпатовыми, иногда глинистыми. В песчаниках обнаружены многочисленные и хорошей сохранности оогонии харовых водорослей и единичные остракоды. Некоторые харофиты определены Л.Я. Сайдаковским из скважин Осташковичи 11к (532—622 м) и Тишковка 8к (460—567 м). Мощность отложений песчаной подсвиты в Припятском прогибе изменяется от 6 до 86 м, обычно составляя не более 50 м. Лишь в трех разрезах она достигает более 100 м.

Общая мощность пород коренёвской свиты в Припятском прогибе и Брагинско-Лоевской седловине

составляет в большинстве разрезов 100—150 м, иногда доходит до 300 м и более (486—840 м).

Коренёвская свита — весьма примечательная толща в литологическом и промыслово-геофизическом отношениях. Границы свиты, по данным ГИС, четкие. Она выделяется заметным уменьшением значений на кривой ГК и соответственным их увеличением на кривой КС. В связи с этим свита в целом представляет собой литолого-геофизический репер. Коренёвская свита завершает разрез красноцветной формации (прудковская, свободская, дудичская, выступовичская и коренёвская свиты).

Породы вышележащих триасовых свит — пестроцветные (зеленовато-серые, красно-бурые, фиолетово-бурые, красновато-розовые, палевые, малиновые, желто-бурые). В основном, это глины, с прослоями мергелей и в подчиненном количестве алевролитов и песчаников; все породы слоистые, их минеральный состав полимиктовый, с преобладанием кварца и полевого шпата. Органические остатки в породах обильны и разнообразны (конхостраки, остракоды, рыбы, харофиты, растительные остатки, споры и пыльца). Промыслово-геофизическая характеристика этой части разреза четкая: на кривой ГК она выделяется повышенными, а на кривой НГК пониженными значениями. Эта толща хорошо отделяется от песчаных отложений коренёвской свиты и базальной песчаной пачки юры. Характерно присутствие в нижней части мозырской свиты прослоя пород с повышенными показаниями на кривой ГК (до 80—100 гамм и больше).

Отложения триасовой глинистой толщи имеют меньшее распространение, чем коренёвские. На многих соляно-купольных структурах и в окраинных разрезах впадины они отсутствуют и юрские образования залегают на песчаниках коренёвской свиты. Трансгрессивное залегание этой части разреза триаса на подстилающих породах проявляется нечетко, особенно в центральных межкупольных участках, но при детальном изучении оно легко устанавливается. Проявляется оно как в срезании верхних слоев коренёвской свиты, так и в выпадении нижних слоев мозырской свиты. Однако, судя по этим данным, перерыв между коренёвской и мозырской свитами не был длительным. Угловое несогласие между этими свитами отсутствует.

Мозырская свита. Стратотип свиты — скв. 40с (д. Гиневичев Груд в Мозырском р-не Гомельской обл.), гл. 386—491,4 м (Решения ..., 1983). Это глинисто-карбонатная толща, сложенная, в основном, глинами известковистыми, в верхней части с прослоями мергелей, в нижней — песков и песчаников. Характерно ритмичное строение толщи. В основании как мелких, так и крупных ритмов залегает песчаник или конгломерат (гравелит), в кровле — глина или мергель. Породы обычно горизонтально-слоистые, реже — косослоистые. В нижней части свиты отмечены желваки белых известняков. По всему разрезу встречаются остатки конхострак, остракод, чешуя и зубы ганоидных рыб, а также харофиты, растительные остатки, споры и пыльца.

Отложения мозырской свиты по площади развития уступают образованиям коренёвской свиты, хотя и превосходят все вышележащие свиты среднего и верхнего триаса. Местами развиты к северу от Северо-Припятского краевого разлома — в скважинах Поддобрянка 37с и Ченки 1 (р-н Гомеля). Залегают они на гл. 132,5—1184 м на песчаной, иногда на песчано-оолитовой подсвите коренёвской свиты, реже — на верхнедевонских образованиях трансгрессивно, часто с базальной глинисто-песчаной пачкой в основании. Иногда наблюдается залегание пород верхнемозырской подсвиты непосредственно на отложениях коренёвской свиты и верхнего девона.

Нижняя граница мозырской свиты в большинстве разрезов четкая, часто с базальной пачкой в основании. В южных прибортовых разрезах и на отдельных солянокупольных структурах в основании мозырской свиты залегает базальный галечник или конгломерат кварцита. В осевой части прогиба и в межкупольных участках галечник замещен песком, песчаником и песчанистым известняком.

Мозырская свита разделяется на две подсвиты: нижнюю — песчано-глинистую и верхнюю — глинисто-мергельную. Вместе они составляют один цикл осадконакопления, начинающийся песчаником (или конгломератом) и заканчивающийся мергелем.

Нижняя подсвита представлена глинами, песчаниками и песками, с прослоями алевролитов, конгломератов, мергелей, известняков и доломитов. Преобладающая окраска пород подсвиты зеленовато-серая, реже красно-бурая, с зеленовато-серыми пятнами и редко (в наиболее погруженных участках) — интенсивно красно-бурая (скв. Домановичи 1Р). Глины песчанистые и карбонатные, слоистые, слюдистые на плоскостях наслоения, с фауной конхострак. Мергели образуют единичные прослои среди глин. Алевролиты глинистые. Песчаники, залегающие в основании всех ритмов подсвиты, кварцево-полевошпатовые, разнозернистые, слабосцементированные, глинистые, с гравийными зернами кварца, с редкими прослоями песчаника с карбонатным цементом. Конгломераты (иногда галечники) встречаются только в подошве и нижней части подсвиты. Они сложены, в основном, галькой кварцита, реже кварца и магматических пород.

На сводах и в присводовых частях высоко приподнятых соляных структур (глубина залегания подошвы мозырской свиты до 250—300 м) в разрезе подсвиты преобладают пески и песчаники, а местами также гравелиты и конгломераты. Пласты глин заметную роль играют лишь в верхней половине подсвиты, а в

нижней они редкие, маломощные и песчанистые. Ввиду этого нижняя часть подсвиты иногда практически не отличается от песчаной подсвиты коренёвской свиты.

В стратотипическом разрезе скв. Гиневичев Груд 40с нижнемозырская подсвита (430—491 м) подразделяется на три пачки: нижнюю (470—491), в основном, глинистую, среднюю (449—470 м) глинисто-песчаную и верхнюю (430—449) песчано-глинистую. Каждая из них состоит из трех крупных и более мелких ритмов (песчаник–глина). В основании подсвиты (нижняя пачка) на желтовато-сером песке коренёвской свиты залегает конгломерат зеленовато-серый, состоящий из гальки, гравия и крупных зерен кварца, кварцита, реже — известняка, с глинисто-известковым цементом. Верхняя часть базального ритма представлена глиной красно-бурой и зеленовато-серой, с зернами кварца. В глине встречены конхостраки плохой сохранности (*Pseudestheria cf. aequalis (Lutk.)*) и остатки рыб. Средняя часть (476—488 м) нижней пачки состоит из трех ритмов. Два нижних построены однотипно: песчаник — глина — мергель — глина, а верхний внизу сложен песчаником мелкозернистым, а вверху — известняком белым, с белыми известковыми стяжениями. Верхняя часть (470—476 м) нижней пачки представлена двумя ритмами, в кровле которых залегают глины, а в подошве — песчаник в нижнем ритме, алевролит в верхнем. В глине из кровли пачки обнаружены *Pseudestheria cf. aequalis (Lutk.)* (Голубцов, 1960).

Средняя пачка сложена, в основном, песчаниками желтовато-серыми и серыми, разнозернистыми, полевошпатово-кварцевыми с глинисто-известковым цементом. В кровле трех ритмов этой пачки залегают прослои песчанистой глины. В красно-бурой слоистой глине из верхнего ритма обнаружены конхостраки.

Верхняя пачка состоит из трех ритмов, в подошве которых — алевролиты, в верхней части — красно-бурые и зеленовато-серые тонкослоистые глины. В породах подсвиты содержится фауна конхострак и ганоидных рыб, а также ходы червей-илоедов. Здесь определены *Pseudestheria cf. aequalis (Lutk.)* и *Cornia sp.*

Примерно такое же строение имеет нижнемозырская подсвита и в других межкупольных разрезах. Так, на Прудковской структуре в скв. Прудок 20к базальный горизонт подсвиты (мощность 6,7 м) состоит из песка, гравия, галек кварца и кварцита, сцементированных известковым цементом. В скв. Прудок 18к базальный горизонт представлен песчаником, в нижней части — крупнозернистым песком с гравием кварца и кварцита. Выше залегает ритмично построенная песчано-глинистая толща. В ней преобладают глины пестроцветные, алевритистые и слюдистые, известковистые. Иногда встречаются (в основании ритмов) прослои песчаников светло-серых, мелкозернистых и гравелито-конгломератов, состоящих из глинистых галек, обломков рыб и обуглившихся растительных остатков, сцементированных глинисто-известковым цементом. В слоистых глинах отмечаются скопления створок конхострак, остатки чешуи и костей рыб. Первые три ритма составляют нижнюю часть (более песчаную), а вышележащие отложения — верхнюю часть (более глинистую) нижнемозырской подсвиты. Для подсвиты характерно присутствие в породах примеси разнозернистого песчаного материала, галек, прослоев конгломератов. В глинах, залегающих в кровле подсвиты, наблюдаются трещины усыхания, заполненные белым алевритом и мелкозернистым песком. В нижних трех ритмах есть желваки известняка и песчаника с карбонатным цементом.

Комплексы конхострак для нижней и верхней частей подсвиты отличаются друг от друга. По определениям А.Ю. Лопато в нижней части подсвиты в скважинах Прудок 18к (556,8—564 м), Прудок 21к (506—512) и Прудок 20к (672,9—695,4 м) они представлены следующими видами: *Cyclotunguzites cf. bogdoensis Lop.*, *C. cf. elongatus Molin*, *C. cf. gutta (Lutk.)*, *Loxomicroglipta urjumensis Nov.*, *L. aff. balbukensis Nov.*, *Glyptoasmussia sp.*, *Limnadia sp.*, *Leptolimnadia sp.*, *Pseudestheria aff. kashirtzevi Nov.*, *Lioestheria ignatjevi Nov.*, *L. jaroslavlensis Nov.* В этом комплексе подчеркнутые виды — типично нижнетриасовые, а *L. urjumensis Nov.* и *Glyptoasmussia sp.* ранее встречены Н.И. Новожиловым (1959) в коренёвской свите Домановичской скв. 1Р, что позволяет определить возраст нижнемозырской подсвиты как индский ярус. Это подтверждают единичные определения харофитов и спорово-пыльцевых комплексов. В скв. Речица 83с (300,3—304,3 м) Л.Я. Сайдаковский из пород базальной пачки нижнемозырской подсвиты определил следующие харофиты: *Stellatochara maedleriformis Said.*, *Porochara volgensis Said.*, *P. sokolovae Said.*, *P. rykovii Said.*, *P. bachmutica Said.*, *Stenochara maedleri (Horn et Rantz.) Gramb.*, *Vladimiriella karpinskyi (Dem.) Said.*, *V. wetlugensis (Said.) Said.*, *Altóchara continua Said.* По заключению Л.Я. Сайдаковского, этот комплекс относится к нижней части индского яруса. В скв. Прудок 20к (655,3—665,9 м) И.С. Макарова определила миоспоровый комплекс из зеленовато-серой глины, с трещинами усыхания, единичными конхостраками и многочисленными остатками рыб (мелких, черного цвета). В нем преобладают следующие миоспоры: *Voltziapites vulgaris Mal.*, *Lebachiacites saratoviensis Mal.*, *Cordaianitus excelcus Mal.*, *Platysaccus cf. papillosus (Pot.) Klaus*, *Anqustisulcites klausii Frund.*, *Verrucosisporites krempii Mädl.*, *Punctatisporites triassicus Schulz.*, *Osmundacidites senetus Balme*, *Sulcatisporites sp.* и др. И.С. Макарова предположительно считает, что данный комплекс характеризует индский ярус нижнего триаса, так как в его составе преобладают нижнетриасовые виды. В скв. Ново-Ломуш 68с почти из подошвы нижнемозырской подсвиты (609—621 м) Н.Н. Старожилова определила ост-

раккоды *Darwinula sp.*, *Gerdalia sp.*, *G. variabilis Misch.* Находка последней формы очень важна, т.к. она является видом-индексом самой нижней зоны *Darwinula mera* — *Gerdalia variabilis* ветлужской серии нижнего триаса Московской синеклизы. Она широко распространена в отложениях вохминского горизонта (в бассейнах рек Волга, Ветлуга, Унжа, Миша и др.), залегающих с размывом на татарском ярусе верхней перми (Решение ..., 1982). Этими данными возраст нижней части подсвиты определен как индский ярус нижнего триаса.

В верхней части нижнемозырской свиты определены конхостраки, остракоды и харофиты. В скв. Домановичская 1Р (гл. 862—890 м) последние представлены следующими видами: *Porochara belorussica Said.*, *P. sokolovae Said.*, *Sphaerochara globosa Said.*, *Stellatochara maedleriformis Said.*, указывающими на индский возраст. Но в скв. Тишковка 8к (403—420 м — верхняя пачка подсвиты) Л.Я. Сайдаковский определил *Stellatochara maedleri Horn et Rantz.*, *Maslovichara rotunda Said.*, *Stenochara maedleri (Horn et Rantz.) Gramb.*, *S. schaikini Said.*, *Auerbachichara achtubiensis Kis.*, *A. baskuntschakiensis Kis.*, *A. collacerata Said.*, *Cuneatochara acuminata Said.*, *C. procera Said.*, *C. bogdoana (Auerb.) Said.*, *Porochara triassica (Said.) Gramb.*, *P. urusovii Said.*, *P. ukrainica Said.*, *P. brotzenii (Horn et Rantz.) Gramb.* и др., а также немногочисленные остракоды *Darwinula longissima Bel.*, *D. triassiana Bel.* По его мнению, комплекс свидетельствует уже об оленёкском возрасте указанной пачки. Конхостраки определены А.Ю. Лопато в скв. Прудок 18к (525—583 м) и Прудок 20к (649,8—660,9 м): *Limnadia (Palaeolimnadia) aff. achwanbergensis Reible*, *Pseudestheria aff. putjatensis Nov.*, *Polygrapta praelonga (Reible)*, *Nestoria aff. europae Mol.*, *Lioestheria jaroslavlensis Nov.*, *L. aff. ignatjevi Nov.*, *Sphaerestheria sp.*, *Leptestheria sp.*, *Leptolimnadia sp.* Кроме нижнетриасовых видов (подчеркнуты), остальные формы комплекса более характерны для среднего и верхнего триаса. Поэтому верхняя пачка нижнемозырской подсвиты, по мнению А.Ю. Лопато, соответствует "вероятно верхам нижнего триаса".

Мощность отложений нижнемозырской подсвиты изменяется от 16 до 88 м, а в скв. Домановичская 1Р составляет 128 м.

Глинисто-мергельная (верхнемозырская) подсвита представлена глинами и мергелями, с тонкими прослоями алевролита и песчаника. Подсвита состоит из двух крупных ритмов. В ее основании залегает базальный песчаник серый, розовато-серый, кварцевый, крупнозернистый, с зернами гравия и галькой, переходящий иногда в гравелит или мелкогалечниковый конгломерат. Еще один прослой песчаника и гравелита является базальным слоем второго ритма. Построены оба ритма однотипно: базальный песчаник (конгломерат) — известковистая глина — мергель.

Глины верхнемозырской подсвиты розовато-красные и голубоватые, карбонатные, с трещинами, выполненными кальцитом. В некоторых разрезах (в сводах структур) глины песчанистые, слюдистые и слоистые. Мергели палевые, голубоватые, розовато-красные, трещиноватые, с кальцитом по трещинам. Горизонт палевых мергелей является характерным репером триасовых отложений в Припятском прогибе. Он известен почти во всех скважинах прогиба, а по данным Е.М. Люткевича (1955), прослеживается на всей территории Восточно-Европейской платформы.

Верхнемозырская подсвита содержит богатую ископаемую фауну. Здесь определены: конхостраки *Pseudestheria aequalis (Lutk.)*, *P. gutta (Lutk.)*, *P. ex gr. tomiensis (Tschern.)*, *P. tumariana Nov.*, *Lioestheria cf. jaroslavlensis Nov.*, *L. cf. ignatjevi Nov.*, *Euestheria cf. minuta (Liefen)*, *Polygrapta praelonga (Reible)*, *Cornia aff. busulukensis Nov.*, *C. ex gr. papillaria Lutk.*, *Limnadia (Falsisca) dictionata Reible*, *Nesteria aff. europae Mol.*, *Limnadia aff. fueleni Nov.*, *Sphaerestheria sp.*, *Glyptoasmussia sp.*, *Cycloestheria sp.*; остракоды *Darwinula oblonga Schneid.*, *D. ex gr. parva Schneid.*, *D. liassica (Brodie)*, *D. postparallela Misch.*, *D. sima Misch.*, *D. regia Misch.*, *D. gravis Misch.*, *D. aceris Misch.*, *D. aff. media Misch.*, *D. aff. prisca Misch.*, *D. brevis Misch.*, *D. modesta Misch.*, *D. ex gr. exstrema Misch.*, *D. aff. kiptschakensis Schleif.*, *D. ex gr. obesa Schleif.*, *D. ex gr. teodorovitchi Bel.*, *D. recondita Schleif.*, *D. fragilis Schneid.*, *D. ex gr. gerdae (Gleb.)*, *D. sp.*, *Gerdalia aff. clara Misch.*, *G. sedecentis Mand.*, *G. aff. pseudooblonga Bel.*, *G. ex gr. ovalis Gleb.*, *G. postparallela Schleif.*, *G. liassica (Brodie)*, *Wolganella (?) sp.* а также обломки ганоидных рыб и оогонии харовых водорослей. Указанный комплекс ископаемой фауны позволил отнести отложения глинисто-мергельной толщи мозырской свиты к индскому (ветлужскому) ярусу нижнего триаса (Геология СССР. Т. III. Белорусская ССР, 1971). По новым данным этот комплекс указывает на оленёкский ярус нижнего триаса (Монкевич, 1976; Решения ..., 1983).

Комплекс харофитов близок таковому нижнемозырской подсвиты.

В скважинах Прудок 18к и 19к И.С. Макарова определила следующий комплекс миоспор: *Verrucosisporites krempii Mädl.*, *Punktatisporites triassicus Schulz.*, *Cyclotriletes triassicus Mädl.*, *Platysaccus leschiki Hart*, *Sulcatisporites krauseli Mädl.*, *Cornisporites hercynicus Mädl.*, *Taeniasporites noviaulensis Lesch.*, *T. albertae Jans.*, *Alisporites microreticulatus Reinh.*, *Pollisporites magnus Schaar.*, *Cycloverrutriletes pressulensis Schulz.*, *Calamospora tener (Lesch.) Mädl.*, *Zuecisporites tatcoensis Jans.*, *Leiotriletes adnontoides Pot. et Kremp*, *Sahnisporites thurengensis Mädl.*, *Oblatinella arcuata Mal.*, *Angustisulcatus klausii Frund.*, *Voltziapites limbiferina Mal.*, *V. vulgaris Mal.*, *Cycadopites sp.* Она подчеркивает, что

этот комплекс отвечает оленёкскому ярусу и коррелируется с рэтским ярусом Германского бассейна и богдинской свитой Прикаспийской впадины.

В скв. Движки 93с (гл. 373,6 м) Л.Я. Сайдаковский обнаружил в желтом мергеле правую крыловидную часть черепа лабиринтодонта. Она, по заключению В.Г. Очева, принадлежит родам *Protosaurus* или *Trematosaurus* (или близким к ним формам), известным из отложений богдинской свиты горы Большое Богдо и среднего пестрого песчаника Германии (Киснерюс, Сайдаковский, 1972). Есть также указание, что в мозырской свите встречены *Ceratodus donensis* и *Paratosuchus* (Решение ..., 1982). Таким образом, возраст верхнемозырской подсвиты по всем изученным палеонтологическим остаткам определяется как оленёкский ярус нижнего триаса (Монкевич, 1976; Решения ..., 1983). Мощность подсвиты изменяется от 10 до 129 м, достигая 171 м в скв. Домановичи 1Р. Мощность всей мозырской свиты в Припятском прогибе изменяется от 17 до 299 м, составляя 575 м в скв. Южно-Домановичи 3Р.

Волчинская свита. Триасовые отложения в Подлясско-Брестской впадине первоначально были установлены в скважинах Комарники 77с (408,5—412,8 м) и Новоселки 1 (420,8—460,6 м). Для них были приняты литовские названия свит: нямунская, палангская и таурагская (Голубцов, 1960). Но так как объем этих свит в Литве был значительно изменен, то в дальнейшем для территории Подлясско-Брестской впадины употреблялись литологические наименования пачек (Геология СССР. Т. III. Белорусская ССР, 1971), а затем — были выделены местные свиты: волчинская и новоголянская (Голубцов, 1981).

Отложения триасовой системы в Подлясско-Брестской впадине по площади распространения превосходят пермские. Они залегают на пермских и верхнесилурийских отложениях на гл. 365—528 м, перекрываются верхнеюрскими породами.

Триасовые отложения Подлясско-Брестской впадины представлены континентальной глинистой толщей с прослоями песков и песчаников. Породы пестроцветные, в верхней части светло-серые, белесые и белые. Органических остатков в этой толще не обнаружено. Отнесение данных отложений Подлясско-Брестской впадины к нижнему отделу основано на литологическом сходстве с пестроцветами триаса Литвы и Польши (Решения ..., 1983). Мощность триасовых отложений изменяется от 8 до 51 м. В их составе выделены волчинская и новоголянская свиты.

Стратотип волчинской свиты в скв. Волчин 019 (гл. 443–455 м) Каменецкого р-на Брестской обл. Представлена свита глинами красно-бурыми, кирпично-красными, пятнами и прослоями голубовато-серыми, карбонатными, местами песчанистыми, с прослоями песка, песчаника, мергеля и глинистого доломита. Подразделяется на нижнюю и верхнюю подсвиты. Нижняя (красноцветная) подсвита сложена глинами красно-бурыми, кирпично-красными, доломитовыми. В нижней части подсвиты глины песчанистые, местами переходят в глинистый песчаник, с обломками выветрелого доломита. В средней и верхней частях среди глин встречаются прослои мергелей и глинистых доломитов светло-серых, с редкими пустотами, выполненными кристаллами кварца. Верхняя (пестроцветная) подсвита имеет меньшее распространение, чем нижняя. Она сложена глинами пестроцветными, песчанистыми, карбонатными, с гнездами и прослоями песка светло-серого, мелкозернистого. Местами (скв. Верховичи 18к) ее мощность более 2 м. Среди пестроцветных глин наблюдается прослой глины темно-серой с зеленоватым оттенком, с гнездами пирита. Максимальная мощность волчинской свиты 19,6 м в скв. Новоселки 03.

Новоголянская свита. Стратотип свиты в скв. Новая Голя 08 (гл. 418,2—451,4 м) Каменецкого р-на Брестской обл. Свита сложена глинами, песками, песчаниками и алевролитами, ритмично чередующимися между собой. Глины светло-серые, белые, голубовато- и зеленовато-серые и красно-бурые, алевритистые, с гнездами песка. Пески и песчаники светло-серые и белые, кварцевые и полевошпатово-кварцевые, мелкозернистые, реже средне- и крупнозернистые, с тонкими прослоями и линзами глины белой и светло-серой, каолиновой, песчанистой. Песчаники глинистые, рыхлые. В северо-восточных разрезах (скв. Казимирово 011) пески и песчаники разнозернистые, гравийные, местами переходят в гравелиты и конгломераты.

Средний отдел

К среднему триасу в Беларуси отнесены калинковичская и наровлянская свиты (Решения ..., 1983).

Калинковичская свита. Стратотип свиты в скв. 46с (гл. 293,0—439,5 м) — д. Хутора Раевские Калинковичского р-на Гомельской обл. (Решение ..., 1982).

Отложения калинковичской свиты имеют меньшее площадное распространение по сравнению с мозырской свитой. Они отсутствуют в западной зоне и представлены только нижней своей частью в северной и восточной зонах. Породы свиты залегают на гл. 247—779 м обычно на породах мозырской свиты.

Калинковичская свита сложена, в основном, глинами с прослоями песков, песчаников, гравелитов и алевролитов. Пески и песчаники зеленовато-серые, местами с красно-бурыми пятнами, полевошпатово-кварцевые, мелкозернистые, глинистые, слабосцементированные. Алевролиты пестроцветные, глинистые. Глины пестроцветные, иногда алевритистые и песчанистые, известковистые, слоистые, в нижней части с прослоями мергелей. В породах, особенно в глинах, содержатся

многочисленные известковистые стяжения ("журавчики"), образующие частые прослои известково-глинистых белых гравелитов или конгломератов.

Нижняя граница свиты в большинстве разрезов проводится по кровле выветрелых пород мозырской свиты. В основании калинковичской свиты во многих разрезах залегает гравелит (или конгломерат) белый, светло-серый, иногда с зеленоватым и буровато-охристым оттенком. Он состоит из гравия, кварцита и песчаника, крупнозернистого песчаного материала, сцементированных глинистым и карбонатным веществом. Прослои гравелитов встречаются и выше по разрезу свиты в основании более крупных ритмов. Так, в скв. Прудок 17к первый ритм свиты в основании сложен описанным базальным гравелитом, а в кровле — глиной пестроцветной, слоистой, известковистой, местами с прослоями глины, с тонкостворчатыми остракодами. Подошва второго ритма представлена гравелитом аналогичным вышеописанному, но без прослоев песчаников, а кровля — глиной известковистой, слоистой, алевритистой, местами с многочисленными остракодами. Эти два ритма, особенно базальный, хорошо выделяются почти во всех разрезах свиты как по керну, так и по каротажу.

Таким же образом построена вышележащая часть калинковичской свиты, но мощность и количество прослоев гравелита вверх по разрезу постепенно убывает. Остракоды приурочены, в основном, к нижней части свиты. Конхостраки встречаются редко. Более обильны остатки рыб.

Калинковичская свита подразделяется на две подсвиты: нижнюю (мощность 54—128 м) — преимущественно глинистую, развитую на всей площади распространения свиты, и верхнюю (до 87—92 м) — песчано-глинистую, известную только в наиболее погруженных участках центральной и южной зон прогиба. Обе подсвиты в литологическом отношении соответствуют вышеприведенному описанию свиты: преобладание в ней глин, присутствие "журавчиков" и известково-глинистых гравелитов, ритмичное строение. Характерно присутствие в той и другой подсвите прослоев белых, голубовато- и светло-серых, бурых, розоватых известняков, местами песчанистых, трещиноватых и кавернозных, с выделением кальцита по трещинам и мергелей светло-серых, палевых с голубоватым оттенком. Важные отличия подсвит: буровато-красные и лиловато-бурые оттенки в окраске пород нижней подсвиты, розоватые и лиловатые — в верхней; большее содержание прослоев песчаных и алевролитовых пород в верхней, а прослоев с остракодами ("остракодовые ракушняки") — в нижней.

В комплекс нижнекалинковичской подсвиты входят следующие виды конхострак: *Darwinula recondita Schleif., D. kiptschakensis Schleif., D. lauta Schleif., D. acmaica Schleif., D. temporalis Misch., D. festa Schleif., D. lenta Schleif., D. infera Schleif., D. obesa Schleif., D. miseranda Schleif., D. aff. postinornata Schleif., D. aff. brevis Misch., D. aff. acuta Misch., D. postparallela Misch., D. aff. regia Misch., D. sima Misch., D. cf. falcata Misch., D. ex gr. oviformis Mand., D. gerdae (Gleb.), D. oblonga Schneid., D. fragilis Schneid., Gerdalia defecta Schleif., G. ampla Misch., G. minuta Starozh., G. analoga Starozh., Suchonella aff. flexuosa Starozh., S. posttypica Starozh., Speluncella auerbachi Schleif., Sp. aff. erschoviensis Starozh., Cytherissinella crispa Schleif., Triassinella sp.* и др. Многие виды этого комплекса характерны для среднетриасовых отложений Германии, Франции, Польши, Болгарии, Прикаспийской впадины, Северного Устьюрта и Предкавказья (Монкевич, 1976).

Харофиты из нижнекалинковичской подсвиты определены Л.Я. Сайдаковским в скважинах Прудковской площади и в скв. Домановичская 1Р (гл. 369,9—372,2 м). В состав комплекса входят следующие виды: *Stellatochara bulgarica Said., S. donbassica (Dem.) Said., S. schneiderae Said., S. dnjeprovica Said., S. dnjeproviformis Said., Cuneatochara acuminata Said., C. cuneata Said., Maslovichara brevicula Said., M. incerta Said., M. rotunda Said., M. crassa Said., M. compacta Said., M. fragilis Said., Stenochara maedleri (Horn et Rantz.) Gramb., S. pseudoglypta (Horn et Rantz.) Gramb., S. elongata Said., S. ovata Said., S. blanda Said., Porochara ukrainika Said., P. triassica (Said.), P. belorussica Said., P. abjecta Said., Vladimiriella globosa (Said.), Altochara continua Said., Latochara acuta Said., Auerbachichara collocerata Said., A. kisielevskyi Said., A. achtubiensis Kis., A. baskuntschakiensis Kis.* и др. Этот комплекс в скважинах 18к, 33к, 22к и Домановичская 1Р Л.Я. Сайдаковский отнес к IV зоне харофитов. По его данным, подобный комплекс харофитов встречается в среднем раковинном известняке Тюрингии и отложениях анизийского яруса Болгарии, охарактеризованных аммонитами и др. (Монкевич, 1976).

Верхнекалинковичская подсвита имеет ограниченное распространение в наиболее погруженных участках центральной и южной зон Припятского прогиба. Залегает она здесь согласно на породах нижнекалинковичской подсвиты на гл. 369—722 м. В наиболее полных разрезах в их составе выделяются 4 крупных ритма, в остальных — 1—2, реже 3 ритма. В основании ритмов залегают песчаники, реже алевролиты, а в подошве подсвиты — гравелит. На юге он состоит из галек кварцита, кварца, карбонатных пород. В нижней части подсвиты преобладают песчаники и алевролиты, глины имеют подчиненное значение. Органические остатки сравнительно редкие: остракоды, обломки рыб, харофиты, растительные остатки. В скв. Прудок 19к (гл. 390 м) в известковистой глине встречены отпечатки раковин пелеципод, а также растительные остатки. Остракоды обнаружены в скважинах Прудок 19к и Грид-

ни 89с. Н.Н. Старожилова определила следующие виды: *Pulviella ovalis Schneid.*, *Laevicythere vulgaris Bent. et Grund.*, *Suchonella ex gr. stelmachovi Spizh.*, *S. ex gr. buginella Misch.*, *S. ex gr. rykovii Starozh.*, *Darwinula actaica Schleif.*, *D. lenta Schleif.*, *D. kiptschakensis Schleif.*, *D. aff. recondita Schleif.*, *D. postinornata Schleif.*, *D. miseranda Schleif.*, *D. cf. acuminata Bel.*, *D. regia Misch.*, *D. postparallela Misch.*, *D. aff. acuta Schleif.*, *D. lauta Schleif.*, *D. infera Schleif.*, *D. cf. sima Misch.*, *Gerdalia sp.* и др. (Монкевич, 1976). Комплекс харофитов практически идентичен таковому нижнекалинковичской подсвиты.

Наровлянская свита. Стратотип в скв. 59с — д. Санюки Ельского р-на Гомельской обл. (гл. 250—259 м). Отложения свиты развиты на более ограниченной площади, чем калинковичские. Они отсутствуют в западной и восточной (Брагинско-Лоевская седловина) зонах, весьма редки в северной и более или менее полно распространены лишь в центральной и южной зонах, в основном, в межкупольных погружениях. Отложения наровлянской свиты представлены глинами зеленовато-, голубовато-, и реже темно-серыми, пятнами красноцветными, иногда слабокарбонатными и песчанистыми, с прослоями песчаника и алевролита. Контакт калинковичской и наровлянской свит резкий: в большинстве разрезов эта граница проводится в кровле глин калинковичской свиты и в подошве песков или песчаников наровлянской свиты. Характерный разрез наровлянской свиты представлен в скв. Прудок 17к (284,5—310,5 м). Она состоит здесь из трех ритмов. Базальный конгломерат свиты, залегающий на размытой поверхности калинковичской свиты, состоит из белых известковых стяжений и обломков известняков, с глинисто-карбонатным цементом. Завершается первый ритм глиной зеленовато-серой, местами с красно-бурыми пятнами, алевритистой, известковистой. Мощность первого ритма около 10 м. В основании второго ритма (около 12 м) также залегает гравелит светло-серый с зеленоватым оттенком, аналогичный описанному. Выше глина зеленовато-серая, алевритистая и слюдистая, местами переходящая в алевролит глинистый. В глинах встречаются редкие раковинки эстерий, обломки рыб, мелкие обуглившиеся растительные остатки. Третий ритм (3—4 м) в подошве представлен светло-серым гравелитом, который состоит из белых известковых стяжений, гравия кварца, сцементированных глинисто-карбонатным цементом. Вверх по разрезу он постепенно переходит в песчаник светло-серый, кварцевый, мелкозернистый. Завершается ритм глиной зеленовато-серой, алевритистой, известковистой. В глине встречаются плохой сохранности конхостраки, обломки рыб, обуглившиеся растительные остатки. А.Ю. Лопато определил отсюда новый вид *Polygrapta sp.* Ранее эти три ритма относились к валавской свите (Голубцов, Монкевич,1976).

Наровлянская свита по литологическим данным подразделяется на две части: нижнюю — глинисто-песчаную и верхнюю — глинистую, с прослоями известняка и мергеля. Первая присутствует во всех изученных разрезах сивты. Для нее характерны единичные остракоды (скв. Наровля 2к, гл. 390—392,25 м) *Darwinula sp.*, *D. oblonga Schneid.*, а также харофиты и ходы червей (Голубцов, 1960). Возраст наровлянской свиты определен Л.Я. Сайдаковским как ладинский ярус среднего триаса (Киснерюс, Сайдаковский, 1972).

Верхняя часть наровлянской свиты выделена только в 9 разрезах южной зоны, в основном, в ее прибортовой части. В ее основании отмечены прослои известняка и мергеля, реже — доломита. В скв. Забродье 75с в подошве верхней части наровлянской свиты залегает белый известняк, который сменяется мергелем светло-зеленовато-серым. Выше разрез представлен глинами, в основном, зеленовато- и темно-серыми, изредка розовато-красными, с остатками рыб. В кровле глины выветрелые, перекрываются породами валавской свиты. Возраст верхней части наровлянской свиты не совсем ясен. По мнению К.Н. Монкевича (1976), нижнекалинковичская подсвита соответствует анизийскому ярусу, верхнекалинковичская и нижняя часть наровлянской свиты соответствуют ладинскому ярусу, а верхняя часть наровлянской свиты — верхней части ладинского яруса, а может быть даже карнийскому ярусу верхнего триаса.

Верхний отдел

Верхнетриасовые отложения выделены условно по положению в разрезе и сопоставлению с аналогичными отложениями Днепровско-Донецкого прогиба (Голубцов, 1960). Развиты они, в основном, в южной и центральной зонах Припятского прогиба и на отдельных участках северной и восточной (Брагинско-Лоевская седловина) зон, где их мощность составляет 14—15 м. В составе верхнего триаса выделена валавская свита (Решения ..., 1983).

Валавская свита. Стратотип свиты в скв. 72с (гл. 205—220 м), д. Валавск Ельского р-на Гомельской обл. Отложения свиты распространены, в основном, в южной части прогиба, на остальной территории преимущественно в более погруженных участках. Залегают они на глубине 220—370 м с размывом на породах наровлянской и калинковичской свит, реже — верхне- и нижнемозырской подсвит. Перекрываются среднеюрскими образованиями. Их мощность 5—39 м.

В стратотипическом (Валавск 72с) и других разрезах Наровлянско-Ельской ступени, особенно расположенных вдоль южного борта прогиба, валавская свита сложена зеленовато-серыми, серыми, реже зелеными и темно-серыми глинами, слоистыми, с алеври-

товыми мучнистыми присыпками на плоскостях наслоения, местами с растительными остатками, прослоями (до 1 см) угля. Глины часто каолинизированные. Среди глин наблюдаются прослои (до 1—2 мм) белого мучнистого алеврита и реже — прослои песка тонко- и мелкозернистого, кварцевого, глинистого. Они часто образуют тонкое переслаивание. В некоторых разрезах в глинах встречаются крупные зерна кварца и гальки кварцита. Пески и песчаники обычно приурочены к основанию свиты, где их мощность равна 3—10 м, и только в отдельных разрезах встречены и в средней части свиты. В отдельных разрезах (скважины Валавск 72с, Новая Рудня 69с и др.) в основании свиты залегает галечник кварцита.

Характерный разрез валавской свиты вскрыт на Прудковской площади, в скв. 17к, расположенной в своде солянокупольной структуры. На гл. 271—285 м здесь выделено два ритма. В подошве базальный гравелит, выше — глина зеленовато-серая, карбонатная, иногда алевритистая и песчанистая, слоистая. В основании верхнего ритма также залегает гравелит светло-серый, в верхней части глинистый, постепенно переходящий в песчаник кварцевый, мелкозернистый. Разрез скв. 17к детально описан ранее (Голубцов, Монкевич, 1976). После более детального изучения всего материала по триасу Беларуси, нижняя его часть (285—310,5 м) отнесена к наровлянской свите, в которой (285,5—285 м) А.Ю. Лопато определил единичные конхостраки — новый вид *Polygrapta*.

В интервале 279—285 м И.С. Макарова определила миоспоровый комплекс. В нем двухмешковые миоспоры составляют 70 %, а трехлучевые 30 %. В его состав входят следующие виды: *Cornisporites mesozoicus Klaus*, *Aratisporites sp.*, *Camarozonotriletes rudis (Lesch.) Klaus*, *Lycopodiacidites aff. klapperi Klaus*, *Florinites aff. pseudostriatus Kopyt.*, *Ovalipollis lunzensis Klaus*, *O. rarus Klaus*, *Minutosaceus potonici Mädl.*, *Chordasporites singuliochordata Klaus*, *Cedripitites latelliformis Mal.*, *Anapiculatisporites telephorus Klaus*, *Microcacharyidites aff. fastidiodides (Jans.) Klaus*, *Illinites chitonoides Klaus*, *Alisporites (?) toralis Lesch.*, *Leschickisporites aduncus Lesch.*, *Cyrculina meyeriana Klaus*, *Patinasporites obulus Reunh.*, *Pytyosporites devolvens Lesch.* и др. (Монкевич, 1976; Решения ..., 1983).

По мнению И.С. Макаровой и Г.М. Романовской, в данном комплексе присутствуют виды, являющиеся руководящими для карнийского яруса Восточных Альп: *Cornisporites mesozoicus*, *Lycopodiacidites klapperi*, *Camarozonotriletes rudis*. Верхнетриасовые виды составляют 39 %; виды, широко распространенные в среднем триасе, — 50 %. По мнению указанных палинологов, на территории Припятского прогиба карнийские отложения на отдельных участках сохранены от размыва (Решение ..., 1982). Подобный комплекс встречен еще только в породах акмамыкского горизонта Прикаспийской впадины и в нижней части протопивской свиты северо-западного Донбасса (Решение ..., 1982). Таким образом, возраст валавской свиты, согласно приведенному заключению, является позднетриасовым. Не исключено, что в нижней части она будет относится к карнийскому, а в верхней части — к норийскому или рэтскому ярусам.

Кроме рассмотренного разреза валавской свиты, в Припятском прогибе встречается и другой ее тип — типичная кора выветривания, образовавшаяся на породах различного возраста (в основном, нижнетриасовых). Характерным примером служит разрез каолиновой толщи в скв. Наровля 2с (285—390 м). Здесь под темно-серыми глинами средней юры залегает слой чистого белого каолина, который постепенно переходит вниз сначала в буроватую, а затем пестроцветную глину наровлянской свиты нижнего триаса, содержащую на гл. 390—392,25 м остракоды (*Darwinula ex gr. oblonga Schneid.*) и харофиты (Голубцов, 1960).

ЮРСКАЯ СИСТЕМА

Наиболее ранние, отрывочные сведения о возможности нахождения юрских отложений на территории Беларуси содержатся в работах конца XIX – начала XX вв. — А.П. Карпинского, П.А. Тутковского, А.М. Жир-мунского, Б. Галицкого, А.Д. Архангельского и др. Они базировались, в основном, на находках юры в отторженцах. Систематическое изучение этих отложений началось только при осуществлении глубокого бурения, когда стало возможным получить конкретный материал по юрским отложениям территории республики. Встреченные в юре палеонтологические остатки изучали А.В. Фурсенко, П.С. Любимова, В.Г. Балахматова, Г.Я. Крымгольц, Г.Г. Пчелинцева, А.Н. Криштофович, И.В. Митянина, В.Н. Нестерович, Т.И. Моисеева, Л.М. Ротките, Л.Ф. Романов, З.П. Просвирякова, Е.М. Маркович, З.М. Клименко и др.

Первую стратиграфическую схему юрских отложений для всей территории Беларуси и отдельных ее структурно-фациальных районов разработала И.В. Митянина (1955, 1957, 1975). В соответствии с этой схемой на основе монографического изучения микрофауны был выявлен ряд возрастных комплексов фораминифер, позволяющий установить в верхнеюрской морской части разреза присутствие келловейского и оксфордского ярусов в составе всех трех подъярусов для каждого из подразделений. Отложения же среднего отдела (байос и бат) были выделены условно по сходству литологического состава со среднеюрскими образованиями северо-западной части Днепровско-Донецкой впадины. В дальнейшем уточнялись и дополнялись ассоциации фораминифер (Нестерович, 1974_1; Моисеева, 1979, 1985) и было получено палинологическое и флористи-

ческое обоснование байосского и батского ярусов (Маркович, 1971; Просвирякова, 1971; Клименко, 1989, 1992).

Обобщением проведенных исследований явилась утвержденная Пленумом МСК Региональная стратиграфическая схема юрских отложений Беларуси, составленная И.В. Митяниной и Т.И. Моисеевой (Решения ..., 1983). В соответствии с этой схемой юрские отложения на территории Беларуси представлены средним и верхним отделами. Среднеюрские отложения в составе байосского и батского ярусов выделены путем прослеживания от морских фаций в юго-восточной части Днепровско-Донецкого прогиба, содержащих фауну, до лагунных и континентальных в его западной части и на востоке Беларуси. Среднеюрский возраст этих отложений подтвержден результатами изучения спор, пыльцы и листовых тканей растений (Маркович, 1971; Просвирякова, 1971).

Верхнеюрские отложения от нижнего келловея до верхнего оксфорда, по данным изучения фораминифер и определений аммонитов, подразделены на ярусы, а там, где это возможно, на зоны стандартной стратиграфической схемы или слои с руководящей фауной. На границе с Днепровско-Донецким прогибом выделены отложения, отнесенные к кимериджскому (?) ярусу.

Согласно постановлению МСК от 28 февраля 1990 г. келловейский ярус включен в состав средней юры. На основе систематического изучения спорово-пыльцевых комплексов из терригенно-глинистых континентальных отложений и низов морской части разреза З.М. Клименко (1992) выделила характерные палинокомплексы для среднеюрских отложений Беларуси в составе предположительно ааленского, байосского, батского и келловейского ярусов.

Таким образом, в состав среднеюрской толщи на территории Беларуси входят ааленский (предположительно), байосский, батский и келловейский ярусы, а верхнеюрская часть разреза представлена оксфордским ярусом и предположительно кимериджским (рис. 6.1, 6.2).

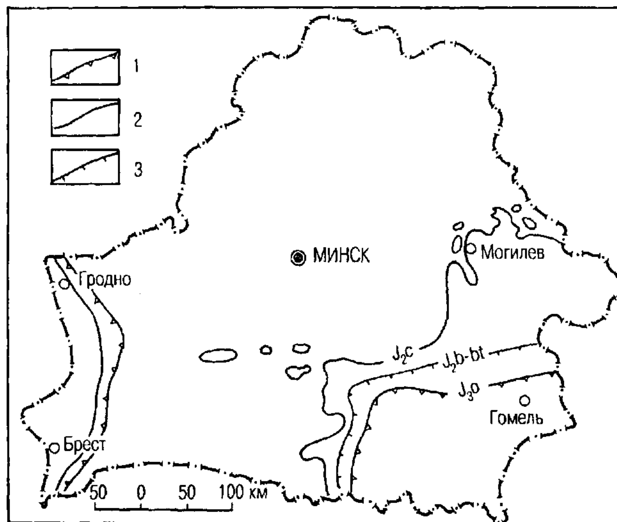


Рис. 6.1. Граница распространения юрских отложений.

1 — оксфордский ярус, 2 — келловейский ярус, 3 — нерасчлененные байос-батские отложения.

Средний отдел

Из среднеюрских отложений, вскрытых в разрезах скважин на территории Беларуси, возраст байосских, батских и келловейских образований обоснован спорово-пыльцевыми спектрами, фораминиферами и др. Отложения ааленского яруса выделены условно.

Ааленский ярус

Вопрос о присутствии среднеюрских образований древнее байосских в Припятском прогибе считается дискуссионным. В этой связи необходимо сначала остановиться на проблеме выделения отложений нижней юры, которые были установлены в разрезе двух скважин — 40 и 44 (Просвирякова, 1971), где к образованиям нижней юры была отнесена мощная толща пород (до 100 м), представленная в верхней части (30 м) светлоокрашенными глинами, в нижней — темными (до черных) углистыми (сапропелевыми) ритмично-слоистыми глинами с единичными отпечатками листьев. Глины залегают на белых каолинизированных песках гостовской свиты малиновского горизонта карбона, перекрываются породами байоса.

Раннеюрский спорово-пыльцевой комплекс установлен из глин З.П. Просвиряковой (1971) по преобладанию пыльцы голосеменных растений (76 %) над спорами папоротникообразных (24 %). Среди пыльцы доминирует пыльца хвойных с двумя воздушными мешками сем. *Pinaceae* (40 %). Для споровой части спектра характерно небольшое количество папоротников вида *Coniopteris* (до 2,5 %). Основанием для отнесения данного комплекса к нижней юре, по мнению З.П. Просвиряковой (1971), является наличие в его составе большого количества пыльцы древних хвойных, являющихся типичными представителями раннеюрских палинологических спектров большинства регионов, малое количество в комплексе спор папоротников рода *Coniopteris* и отсутствие спор гляйхениевых.

Подобный спорово-пыльцевой комплекс выделен З.М. Клименко (1992) из скв. 211 Червоноозерской площади в интервале 125,8—232,5 м. Вмещающие породы представлены глиной — от серой до темно-серой и черной, в разной степени алевритистой, с включением остатков обуглившейся древесины. Мощность пачки 106,7 м. Для выделенного комплекса также характерно преобладание голосеменных (до 70 %) над спорами

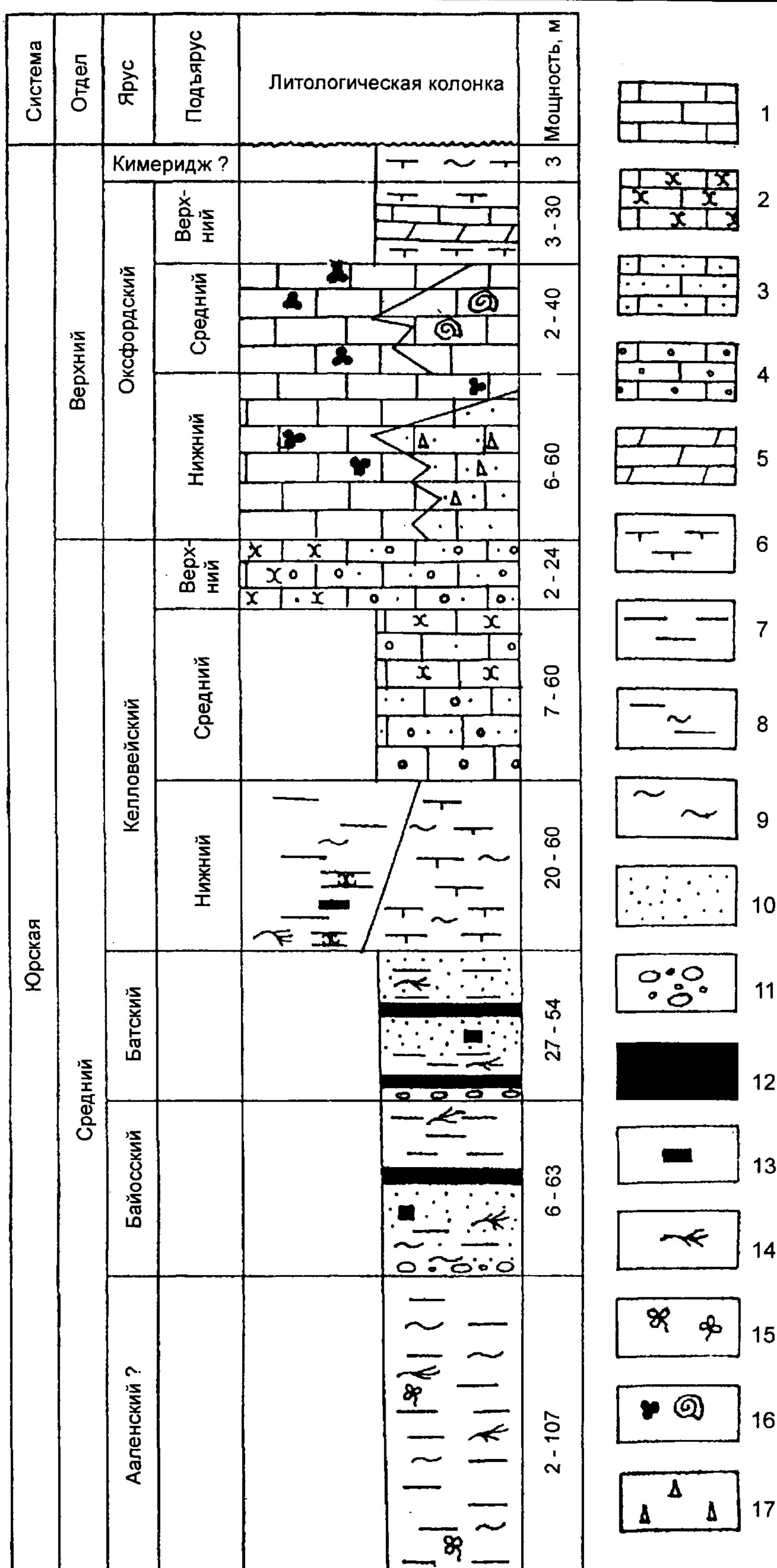


Рис. 6.2. Сводный литолого-стратиграфический разрез юрских отложений Беларуси. Составила Л.Ф. Ажгиревич (с использованием материалов И.В. Митяниной (1955, 1975), И.В. Митяниной и Т.И. Моисеевой (Решения ..., 1983), З.М. Клименко (1992)).

1 — известняк, 2 — песчаник с известковистым цементом, 3 — известняк песчаный, 4 — известняк оолитовый, 5 — мергель, 6 — глина известковая, 7 — глина, 8 — глина алевритистая, 9 — алеврит, 10 — песок, 11 — горизонт размыва (гравелит, конгломерат), 12 — уголь, 13 — углистость пород, 14 — растительные остатки, 15 — альговый (водорослевый) материал, 16 — фауна фораминифер и аммонитов, 17 — окремнение пород.

папоротникообразных растений. Среди пыльцы преобладают хвойные с двумя воздушными мешками сем. *Pinaceae*, а также пыльца древних хвойных со слабо дифференцированными воздушными мешками. Единична пыльца *Ginkgocycadophytus*, *Eucommiidites troedssonii Erdt.* На территории Мангышлака и Западной Туркмении эти два вида впервые появляются в ааленском комплексе (Виноградова, 1971).

В споровом комплексе отмечается присутствие спор глейхениевых (до 3 %), появление которых вне территории Донбасса указывает на ааленский возраст вмещающих отложений (Семенова, 1970). З.М. Клименко (1992) полагает, что спорово-пыльцевой комплекс, установленный в скв. 21, вероятнее всего, имеет среднеюрский (ааленский) возраст. Вместе с тем, как считает З.М. Клименко, палинокомплексы, выделенные З.П. Просвиряковой из отложений Червоноозерской площади, могут быть не раннеюрского (лейасового), а среднеюрского (ааленского) возраста. Можно говорить о локальном распространении этих отложений, а также и о том, что средняя юра на территории Беларуси представлена в полном объеме. Вместе с тем, пока следует считать, что обоснование ааленского яруса проведено недостаточно уверенно и необходимо продолжить дальнейшие исследования в этом направлении с тем, чтобы окончательно решить вопрос о стратиграфической принадлежности (к аалену или лейасу) наиболее древней толщи юрских глин, имеющих локальное распространение в западной части Припятского прогиба (Червоноозерская площадь, скважины №№ 40, 44, 62, 211; Бриневская площадь, скв. 124; Ельская площадь, скв. 35 и др.). Характерной особенностью всех глин этой толщи является присутствие значительного количества (до 10 %) сапропелевого материала, что позволяет их отнести к керогенсодержащим породам типа горючих сланцев, сформировавшимся в условиях локальных, не связанных между собой водоемов.

Байосский ярус

Установлен в Припятском прогибе южнее Ельска И.В. Митяниной (1955, 1957) по стратиграфическому положению в разрезе и по литологическому сходству с одновозрастными отложениями Днепровско-Донецкого прогиба. Позднее З.П. Просвирякова выделила их и на Червоноозерской площади, а З.М. Клименко (1992) установила байосские отложения в скважинах Червоноозерской, Боровской, Туровской, Заозерной, Лельчицкой, Букчанской и Брагинской площадей. Мощность байосских отложений колеблется от 6,6 м (скв. Брагин 2) на юго-востоке Припятского прогиба до 46—63 м (скв. Тонеж 8602 и др.) — на западе прогиба. Средняя мощность 18—24 м.

Залегают отложения байосского яруса, как правило, со стратиграфическим несогласием на породах триаса, перми и, местами, карбона (в основном, на западе Припятского прогиба), а в отдельных разрезах Червоноозерской площади — на породах предположительно ааленского возраста; перекрываются батскими, в основании которых отмечается гравелитовый горизонт. Стратиграфические границы устанавливаются по данным палинологических исследований.

Представлены байосские отложения песками, слабосцементированными песчаниками разной зернистости, серыми и темно-серыми глинистыми алевролитами и глинами, в разной степени слюдистыми, с растительным детритом, отпечатками фрагментов флоры, примесью углистого вещества и прослоями углей. Для разреза в целом характерно частое переслаивание указанных разностей пород, хотя в нижней части его, как правило, преобладают пески и алевролиты.

В последней стратиграфической схеме (Решения ..., 1983) байосский ярус на территории Беларуси представлен в нерасчлененной толще с батским ярусом, нижняя граница этой толщи обозначена размывом. И только исследования З.М. Клименко (1989, 1992) позволили однозначно признать байосские отложения на территории Припятского прогиба, определить их объем и мощности и установить стратиграфические границы по палинологическим данным. Выделенный байосский спорово-пыльцевой комплекс характеризуется преобладанием спор папоротникообразных над пыльцой голосеменных растений.

Среди спор преобладают *Cyathidites sp.* и плауновидные *Retitriletes subrotundus (K.-M.), Doring, Krutzsch, Mai et E. Schulz*, довольно много сфагноидных. Из голосеменных доминирует пыльца двухмешковых хвойных типа *Pinaceae — Podocarpaceae*, а также пыльца *Sciadopityspollenites sp.* Немногочисленна пыльца гинкговых, кейтониевых и *Classopollis*. Байосский комплекс имеет достаточно четкий облик и хорошо прослеживается на площадях развития в Припятском прогибе, а также коррелируется с одновозрастными комплексами на территории бывшего СССР (Кручинина, Просвирякова, 1990).

Батский ярус

Батский ярус установлен на территории Припятского прогиба И.В. Митяниной (1955, 1957) путем сопоставления по стратиграфическому положению и литологическому составу с одновозрастными отложениями соседних районов Днепровско-Донецкого прогиба (Моисеева, Монкевич, 1984). Е.М. Маркович (1971) и З.П. Просвиряковой установлены флористический и спорово-пыльцевой комплексы батского возраста из среднеюрских отложений Припятского прогиба (от за-

падных прибортовых разрезов до меридиана г. Речица на востоке), З.М. Клименко (1989, 1992) также выделен и изучен спорово-пыльцевой комплекс из многих разрезов средней юры региона.

В Припятском прогибе отложения батского яруса развиты повсеместно и граница их распространения совпадает с площадью распространения юры на территории Беларуси (Решения ..., 1983). В пределах прогиба батские отложения залегают на породах байосского яруса или с перерывом на пестроцветных глинах триаса и карбона и перекрываются нижним келловеем. В отдельных разрезах в основании батского яруса залегает пачка песков и песчаников различной мощности (не более 10 м) с маломощным (до нескольких сантиметров) базальным прослоем гравелитовых пород, сложенных глинами или песками, содержащими окатанные или полуокатанные зерна кварца, присутствие которого указывает на кратковременный перерыв в осадконакоплении. Батские отложения на территории прогиба представлены континентальными песчано-глинистыми породами. На западе и северо-западе Припятского прогиба батские отложения представлены преимущественно песчаными и алевролитовыми породами с пластами угля. Основная угленасыщенность в среднеюрских отложениях приурочена именно к батским образованиям (Червоное Озеро, Бринев, Букча, Лельчицы, Боровское). На большей части юго-востока Припятского прогиба для разреза средней юры характерна монотонно построенная толща некарбонатных, плотных, горизонтально слоистых глин с растительным детритом.

Наибольшая мощность батских отложений отмечается в центральной части южной зоны прогиба (Заозерная, Лельчицкая и Букчанская площади*: скважины Заозерная 77 — 47 м; Лельчицкая 67 — 46 м; 181 — 67 м; 33 — 54 м). Средняя мощность отложений 27—30 м.

В составе спорово-пыльцевого комплекса принимают участие, в основном, те же группы спор и пыльцы, что и в байосском комплексе, но главное отличие состоит в большем видовом разнообразии и ином количественном соотношении спор и пыльцы. Кроме пыльцы *Pinaceae — Podocarpaceae* и *Sciadopityspollenites*, значительно увеличивается количество гинкговых, кейтониевых, купрессовых. Среди спор характерны виды: *Cyathidites sp.*, *Osmunda jurassica K.-M.*, утрачивается значение плаунов и сфагноидных.

Батский комплекс спор и пыльцы четко выделяется в разрезах и хорошо коррелируется по площади развития в Припятском прогибе, а также с одновозрастными палинокомплексами на территории бывшего СССР (Кручинина, Просвирякова, 1990).

Келловейский ярус

Келловейский ярус установлен по характерным комплексам фораминифер и аммонитов (Митятина, 1955; Решения ..., 1983). Отложения яруса широко распространены на западе, юго-западе, востоке и юго-востоке республики (Нестерович, 1974; Моисеева, 1979). В полном объеме отложения келловейского яруса представлены в Припятском прогибе. По палинологическим данным келловейский ярус подразделяется на два подъяруса — нижнекелловейский и среднекелловейский. В верхнекелловейских отложениях, представленных песчаниками и алевролитами с известковым и глинисто-известковым цементом, споры и пыльца не обнаружены.

Нижнекелловейский подъярус. Отложения нижнего келловея наиболее распространены на территории Припятского прогиба, Оршанской впадины, Белорусской антеклизы. Они выделены И.В. Митяниной по комплексу фораминифер и аммонитов (1955, 1957), затем раннекелловейский спорово-пыльцевой комплекс установила З.П. Просвирякова (1971) на территории Оршанской впадины, а З.М. Клименко (1992) аналогичный комплекс — на территории Припятского прогиба, Белорусской антеклизы и Оршанской впадины. Нижнекелловейские отложения представлены глинистыми (нижняя пачка) и терригенно-глинистыми (верхняя пачка) породами. Мощность отложений варьирует: на территории Припятского прогиба от нескольких до 60 м, обычно 20—30 м; на территории Белорусской антеклизы и Оршанской впадины — от нескольких до 30 м. Залегают нижнекелловейские отложения в пределах Припятского прогиба на батских некарбонатных песчано-глинистых породах, перекрываются среднекелловейскими, реже меловыми отложениями; на территории Оршанской впадины и Белорусской антеклизы залегают трансгрессивно на песчано-глинистых отложениях девона, а перекрываются среднекелловейскими породами.

Нижний келловей повсеместно представлен глинистыми породами с подчиненным значением песчано-алевритовых прослоев. Нижняя часть разреза, как правило, сложена некарбонатными терригенными породами, верхняя — терригенно-карбонатными, содержащими остатки микрофауны фораминифер и иногда аммонитов. Нижнекелловейские глины относятся к двум литофациальным типам: первый — некарбонатные глины с большим количеством растительных остатков с маломощными пластами угля, встречен в западной и юго-западной частях Припятского прогиба, на остальной территории имеют развитие тонко- и горизонтально-слоистые глины, карбонатные в верхней части.

* Мощность угленосных отложений на Букчанской площади наибольшая — до 230 м; из-за слабой изученности можно говорить лишь об ее среднеюрском возрасте.

Возраст некарбонатной глинистой части разреза установлен по характерному палинокомплексу, для которого присуще резкое преобладание пыльцы голосеменных над спорами папоротникообразных растений (Клименко, 1992). Среди голосеменных преобладает пыльца *Classopollis*, *Pinaceae — Podocarpaceae*, из спор доминируют *Cyathidites* и *Gleicheniidites*, *Osmunda jurassica*. В отличие от батских отложений в нижнем келловее появляются остатки динофлагеллат, микрофораминифер, аммонитов и единичных акритарх. В основании нижнекелловейского подъяруса во многих разрезах отмечены железистые (гидрогетитовые) оолиты.

Среди аммонитов часто присутствуют *Macrocephalites macrocephalus*, а наиболее характерные фораминиферы представлены следующими видами: *Haplophragmoides subtilis Mitjan.*, *Pseudoglandulina pupoides Mitjan.*, *Marginulina mjatliukae Chokhina* и др.

Нижнекелловейские отложения вдоль западной и южной границ площади их распространения становятся менее известковыми и более песчанистыми, содержащиеся в них фораминиферы представлены только формами с песчанистой раковиной.

Среднекелловейский подъярус установлен И.В. Митяниной (1957) по комплексу фораминифер на территории Припятского прогиба и Оршанской впадины. Площадь распространения отложений среднего келловея в сравнении с подстилающими (нижнекелловейскими) значительно сокращена за счет размыва их в юго- и северо-западных районах Припятского прогиба, а также в пределах Оршанской впадины. Разрез подъяруса сложен породами терригенно-карбонатного и реже карбонатного состава (песчаники, опесчаненные известняки, известковые алевритистые глины, глинистые алевролиты). В большом количестве в породе присутствует раковинный детрит, встречаются раковины и их обломки, принадлежащие аммонитам, двустворкам и белемнитам. Растительный детрит редок. В песчаниках иногда отмечаются железистые оолиты, что характерно, в основном, для верхней части разреза.

Граница между нижнекелловейскими и среднекелловейскими отложениями на востоке Припятского прогиба и юге территории Оршанской впадины проводится по смене слабокарбонатных глин карбонатными песчаниками и алевролитами. На западе прогиба на некарбонатных континентальных глинах лежит базальный слой известковистых песков, нередко с крупным раковинным детритом. На большей части территории среднекелловейские отложения перекрываются с размывом породами верхнего келловея, нижнего оксфорда, или же образованиями нижнего и верхнего отделов меловой системы (чаще всего сеномана, турона). Мощность отложений среднего келловея колеблется от 6—10 м (на северо-западе Припятского прогиба) до 60 м (на востоке).

Среднекелловейский возраст определяется по остаткам фауны фораминифер и аммонитов (Митянина, 1955, 1957; Решения ..., 1983) и по данным палинологических исследований (Клименко, 1989; 1992). Среди находок аммонитов установлен *Kosmoceras (Zugokosmoceras) obductum (Buck)*, а также выявлены руководящие формы фораминифер *Ammobaculites latus Mitjan.*, *Lenticulina cultratiformis Mjatl.* З.М. Клименко (1989) установила и изучила спорово-пыльцевой комплекс среднекелловейского возраста (юг Оршанской впадины: скважины Чериков 1 и Краснополье 1). Для палинокомплекса характерно абсолютное преобладание пыльцы голосеменных с доминирующей ролью пыльцы хейролепидиевых (*Classopollis)*, в меньшем количестве встречены *Sciadopityspollenites*, *Pinacea — Podocarpaceae*. Среди спор отмечается значительное количество *Cyathidites* и глейхениевых. Споры плауновых, сфагноидных, схизейных встречаются редко. Значительно возрастает и видовое разнообразие динофлагеллат, много микрофораминифер, увеличивается количество акритарх, встречается много растительных кутикул.

Верхнекелловейский подъярус установлен И.В. Митяниной (1955, 1957) в юго-восточной части Припятского прогиба, позже пределы развития подъяруса были увеличены за счет обнаружения средне-позднекелловейских песчаников известковистых с раковинным детритом и оолитами с *Lenticulina tumida Mjatl*, в том числе и железистыми (Решения ..., 1983). Граница распространения морских верхнекелловейских отложений в северных и западных районах Припятского прогиба проходит севернее Гомеля, Речицы, Копаткевичей, восточнее Петрикова. Представлены отложения мергелями и известняками, очень часто с железистыми оолитами и большим содержанием макрофауны (Геология СССР. Т. III. Белорусская ССР, 1971).

Наиболее ценными для установления возраста являются аммониты *Peltoceratoides ex gr. atletoides (Lon.)*, *Kosmoceras spinosum (Sow.)* и фораминиферы *Lenticulina tumida Mjatl.*, *L. simplex Kübl. et Zw.*, *L. cultratiformis Mjatl.* Верхнекелловейские отложения залегают на среднекелловейских на территории Припятского прогиба и более древних (додевонских) в Подлясско-Брестской впадине и перекрываются известняково-мергельной толщей нижнего оксфорда. Их мощность колеблется от нескольких метров (Брестский страторайон), достигая в отдельных случаях 20—24 м (Гомельский страторайон).

В целом для келловея можно отметить: по находкам аммонитов можно полагать, что на территории Беларуси присутствуют все аммонитовые зоны и слои келловея, характерные для Восточно-Европейской платформы: нижнекелловейский подъярус состоит из двух аммонитовых зон — нижней *Macrocephalites macrocephalus* и верхней *Sigaloceras calloviensis*, которым со-

37. Зак. 5046

ответствуют зоны по фораминиферам — нижняя с *Subtilina subtilis* и верхняя с *Trocholina nana*. Среднекелловейский подъярус представлен двумя аммонитовыми зонами — *Kosmoceras jason* и *Erymnoceras coronatum*. Верхнекелловейский подъярус представлен нерасчлененными зонами — *Peltoceras athleta* и *Quenstedtoceras lamberti*. По фораминиферам выделяется одна зона с *Triplasia narovlensis* и *Lenticulina tumida*.

Верхний отдел

По данным изучения фораминифер и аммонитов в составе верхнеюрских отложений Беларуси выделены отложения оксфордского и предположительно кимериджского ярусов (Решения ..., 1983).

Оксфордский ярус

Отложения оксфордского яруса распространены в западной (Брестский и Гродненский структурно-фациальные районы) и юго-восточной (Западно- и Восточно-Припятские и Гомельский структурно-фациальные районы) частях республики. Они подразделяются на нижне-, средне- и верхнеоксфордские (Геология СССР. Т. III. Белорусская ССР, 1971; Решения ..., 1983).

Нижнеоксфордский подъярус. Отложения этого подъяруса были впервые выделены И.В. Митяниной (1957). Нижнеоксфордский подъярус (по аммонитам) подразделяется на две зоны — *Quenstedtoceras mariae* и *Cardioceras cordatum*, а по фораминиферам рассматривается как зона с *Ophthalmidium sagittum* и *Lenticulina brueckmanni*. Восточная граница распространения отложений подъяруса в Брестском районе проходит северо-восточнее Гродно, восточнее Скиделя и Волковыска. Здесь они представлены светло-серыми, крепкими, часто окремнелыми известняками с линзами и прослоями почти белых рыхлых и мягких известняков мощностью от 3 до 40 м, которые залегают на верхнекелловейских, силурийских и кембрийских породах, а перекрываются среднеоксфордскими и меловыми отложениями.

В юго-восточной части Беларуси отложения нижнеоксфордского подъяруса распространены севернее Гомеля и южнее Глуска, восточнее Любани, западнее Петрикова и Микашевичей, протягиваясь за пределы республики в Днепровско-Донецкий прогиб. Они представлены известняками плотными, крепкими, иногда сильно окремнелыми с редкими прослоями мергелей. В восточной части прогиба есть несколько участков (южнее Речицы, восточнее и южнее Мозыря), где нижнеоксфордская толща представлена коралловыми известняками с прослоями окремнелых известняков. Нижнеоксфордские отложения на юго-востоке страны подстилаются породами верхнего и среднего келловея, перекрываются — среднеоксфордскими, верхнеоксфордскими, реже сеноманскими. Мощность нижнеоксфордских отложений здесь колеблется от нескольких до 60 м (Восточно-Припятский структурно-фациальный район).

Среднеоксфордский подъярус представлен слоями с *Amoeboceras alternoides*, в которых на востоке Беларуси присутствует ассоциация фораминифер с *Ophthalmidium strumosum* и *Lenticulina brestica*, а на западе Беларуси, помимо упомянутых видов, появляется *Paalzowella turbinella* (Решения ..., 1983). Представлены отложения среднеоксфордского подъяруса запада республики (Гродненский и Брестский районы) известняками, участками окремнелыми, иногда детритовыми, опесчаненными, мощностью от 1 до 12 м. Залегают они на нижнеоксфордских отложениях, перекрываются породами верхнего оксфорда и сеномана. На востоке мощность известняков, участками окремнелых, достигает 40 м.

Верхнеоксфордский подъярус выделен И.В.Митяниной (1963), представлен слоями с *Amoeboceras alternans* (Решения ..., 1983). На востоке ассоциация фораминифер характеризуется присутствием *Lenticulina russiensis*, а на западе Беларуси — *Paalzowella conica*. Представлены отложения верхнеоксфордского подъяруса в Брестском районе известняками кораллово-губковыми, достигающими мощности до 40 м. Залегают они на среднеоксфордских породах, перекрываются отложениями сеноманского яруса мела. Площадь распространения образований подъяруса в восточной части республики также значительно сокращена по сравнению с нижне- и среднеоксфордскими и охватывает территорию Восточно-Припятского и Гомельского структурно-фациальных районов. Здесь отложения подъяруса представлены соответственно мергелями, известковыми глинами, известняками мощностью от 0,3 до 30 м и известковыми глинами мощностью до 6 м. Залегают на средне- и нижнекелловейских (или нижнеоксфордских ?) породах, перекрываются образованиями кимериджа (?) и сеномана.

Кимериджский ярус

Отложения кимериджского яруса выделены И.В. Митяниной и Т.И. Моисеевой (Решения ..., 1983) условно в разрезах восточной части Припятского района, где они представлены глинами и алевролитами известковистыми, мощностью до 3 м, которые залегают на верхнеоксфордских и перекрываются сеноманскими породами. Они не разделяются на зоны, т. к. аммониты в этих отложениях отсутствуют, а фораминиферы малочисленны и плохой сохранности.

Следует подчеркнуть, что местные стратиграфические разрезы сопоставляются по 6-ти районам (Гродненский, Брестский, Припятский, Гомельский, Жлобинский, Брагинский). Районы отличаются друг от друга полнотой разрезов, а западные (Гродненский, Брестский) от восточных — составом одновозрастных ассоциаций фораминифер, что отражает разобщенность

двух бассейнов седиментации, разделенных сушей центральной части Беларуси.

Тупиковую часть западного бассейна, представляющего собой дальний восточный склон Датско-Польского прогиба, характеризуют Гродненский и Брестский фациальные районы, а восточного, входящего в Припятско-Днепровскую синеклизу — одну из крупнейших мезозойско-кайнозойских структур Восточно-Европейской платформы, Припятский, Гомельский, Жлобинский и Оршанский районы. Корреляция разрезов юрской системы Беларуси проведена с разрезами Прибалтики, территории Днепровско-Донецкого прогиба, Воронежской антеклизы, Польши (Решения ..., 1983). По мнению К.Н. Монкевича (Осадконакопление ..., 1985), эти бассейны седиментации соединены между собой областью островного распространения юрских отложений, приуроченной к южному склону Белорусской антеклизы и Старобинской центриклинали Припятского прогиба.

Дальнейшие исследования в области стратиграфии юрских отложений могут быть сформулированы следующим образом: 1) изучение среднеюрских отложений ааленского (?) яруса с целью более точной датировки; 2) изучение среднеюрских угленосных отложений юго-западной части Припятского прогиба комплексными методами с целью детализации их расчленения; 3) более надежное обоснование сопоставления разрезов западной и восточной частей Припятского района; 4) выявление и изучение кимериджских отложений на территории Беларуси; 5) наибольшее внимание должно быть уделено изучению среднеюрской угленосной части разреза, т.к. по прогнозным оценкам запасы угля одного только Букчанского углепроявления составляют 785 млн т, в том числе кондиционные 460 млн т (Яковлева, 1990).

МЕЛОВАЯ СИСТЕМА

Отложения меловой системы имеют широкое распространение на территории Беларуси (рис. 6.3), уступая в этом отношении только девонским образованиям. Они залегают трансгрессивно на разновозрастных породах — от верхнеюрских до архейских, перекрываются палеогеном, неогеном и антропогеном. На востоке страны меловые отложения залегают относительно неглубоко (20—40 м), а в долинах некоторых рек бассейна Днепра образуют естественные обнажения. На остальной территории они вскрыты скважинами на глубинах 80—120 м. В тальвегах древних долин и в ледниковых ложбинах, в сводовой части Белорусской антеклизы и на Микашевичско-Житковичском горсте они эродированы, а в северной части Беларуси меловой бассейн, вероятно, отсутствовал. Общая мощность отложений постепенно увеличивается к западу (до 292 м у г.п. Домачево) и юго-востоку (до 336 м у д. Поддобрянка к югу от Гомеля). Отмеченная закономерность нередко нарушается на территории Припятского прогиба на сводах локальных структур, где из разреза зачастую выпадают его значительные части объемом до яруса и более.

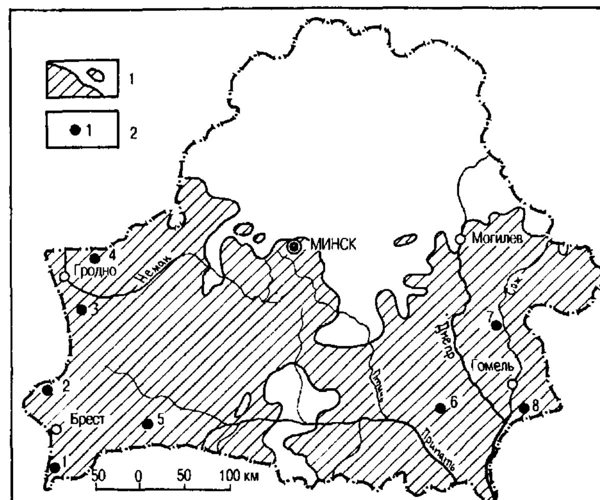


Рис. 6.3. Распространение меловых отложений.

1 — площади распространения; 2 — буровые скважины (*1* — Харсы 1973, *2* — Высоколитовск 10, *3* — Кубельник 28, *4* — Чернуха 16, *5* — Дятловичи 3, *6* — д. Корма 12, *7* — г. Корма 460, *8* — Поддобрянка 37).

Из подразделений общей стратиграфической шкалы мела на территории Беларуси установлены все ярусы кроме берриасского. При этом нижний и верхний отделы меловой системы резко различаются между собой как по литологическому составу слагающих их пород, так и по площади распространения.

Стратиграфическую схему меловых отложений в современном ее виде разработала В.С. Акимец, на протяжении многих лет проводившая палеонтологические и литологические исследования в Беларуси (Акимец, 1961—1986; Акимец, Дубинина, 1974). Расчленение меловой системы базируется на изучении фораминифер, которые определены и монографически описаны В.С. Акимец и приводятся ниже при описании всех стратиграфических подразделений меловой системы. Макрофауна в отложениях встречается редко и, как правило, имеет плохую сохранность. Таксономический состав фораминифер неокома — нижнего апта отличается бедностью видов (около 50) и эндемичностью большинства из них, что не дает возможности расчленения более детального, чем ярусное. В верхнем апте и альбе микрофауна не обнаружена. К обоснованию возраста ярусов нижнего мела привлекаются данные палинологических анализов (Акимец, Дубинина, 1974). Микрофауна верхнего мела значительно разнообразнее и обильнее. Она содержит более 400 видов фораминифер, имеющих в большинстве случаев узкий диапазон вертикального и широкий — площадного распространения.

Монографическое изучение наиболее быстро эволюционирующих групп фораминифер в сочетании с наличием большого числа полных разрезов верхнего мела позволили В.С. Акимец разработать его детальную стратиграфическую шкалу с выделением зон и подзон (табл. 6.2) и провести обоснованное сопоставление их с аммонитовыми и иноцерамовыми зонами верхнего мела Восточно-Европейской платформы.

Таблица 6.2

Стратиграфическая схема меловых отложений Беларуси

Отдел	Ярус	Подъярус	Зоны по фораминиферам	
Верхний	Маастрихтский	верхний	*Hanzawaia ekblomi*	
		нижний	*Brotzenella complanata*	
	Кампанский	верхний	Globorotalites emdyensis	
			Brotzenella monterelensis	
		нижний	*Cibicides temirensis*	
			Gavelinella clementiana	
	Сантонский	верхний	*Gavelinella stelligera*	
		нижний	*Gavelinella infrasantonica*	
	Коньякский	верхний	*Gavelinella costulata*	
		нижний	*Gavelinella kelleri*	
	Туронский	верхний	*Gavelinella moniliformis*	
			Gavelinella ammonoides	
		нижний	*Gavelinella nana*	
	Сеноманский	верхний	*Lingulo-gavelinella globosa*	*Gaudryina serrata*
		средний		*Guembelitria cenomana*
		нижний	*Gavelinella cenomanica*	
Нижний	Альбский	средний и верхний		
	Аптский	верхний		
		нижний и средний		
	Барремский			
	Готеривский			
	Валанжинский			

Нижний отдел

Неоком-аптская часть нижнемеловых отложений установлена только на юго-востоке Беларуси, к юго- и северо-востоку от г. Мозыря. Представлены эти отложения морскими мелководными песчано-глинистыми образованиями; только верхняя часть аптского яруса формировалась в континентальных условиях. Граница между нижнемеловыми и подстилающими их юрскими отложениями устанавливается по фораминиферам. Визуально она хорошо заметна в тех местах, где ниже залегают карбонатные породы верхней юры (территория Припятского прогиба, Брагинской седловины), и почти неуловима, если подстилающей является песчано-глинистая толща келловея (Жлобинская седловина). Мощность неоком-апта обычно находится в пределах 20—40 м, максимально — до 77,5 м (д. Абакумы у г. Лоева). Площадь распространения альбских отложений значительно шире и занимает почти весь юг и запад республики; мощность пород альбского яруса достигает 73 м (у г. Гродно).

В составе нижнего мела выделены валанжинский, готеривский, барремский ярусы, объединенные в неоком, а также аптский и альбский ярусы (рис. 6.4). Отложения берриасского яруса нижнего мела на территории Беларуси не установлены.

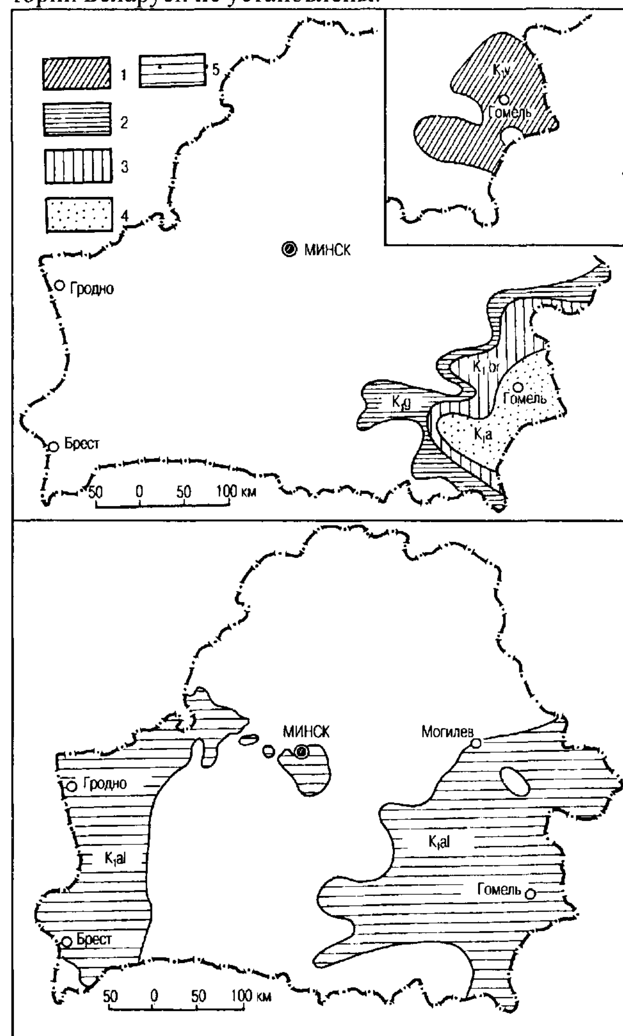


Рис. 6.4. Распространение отложений ярусов нижнего мела.

1 — валанжинский (на врезке), 2 — готеривский, 3 — барремский, 4 — аптский, 5 — альбский.

Валанжинский ярус

Валанжинский ярус имеет незначительное распространение, главным образом, на территории Жлобинской и Брагинской седловин и крайнего востока Припятского прогиба. Представлен он песками, реже алевритами. Пески зеленовато-серые, иногда темно-зеленые, тонко-мелкозернистые, глауконитово-кварцевые,

некарбонатные. Обычно они слабослюдистые, иногда содержат мелкие конкреции фосфоритов. Встречаются прослои (до 10 см) песчаников с сидеритовым цементом. Мощность обычно не превышает 10 м, максимальная (21,4 м) отмечена у г. Чечерска.

В алевритах определен небогатый комплекс фораминифер, имеющий, по В.С. Акимец, валанжинский возраст. Наиболее характерными видами являются *Glomospirella gaultina (Berth.)*, *Trochammina valvulineriaeformis Akim.*, *T. gnedinae Akim.*, *T. bartensteini Akim.*, *Verneuilina minuscula Akim.*, *Haplophragmoides ex gr. infracretaceus Mjatl.* Определены также характерные спорово-пыльцевые комплексы (Акимец, Дубинина, 1974).

На востоке в соседних районах Восточно-Европейской платформы в сопоставляемых по литологическим особенностям и положению в разрезе отложениях определены средневаланжинские аммониты.

Готеривский ярус

Готеривские отложения распространены значительно шире, чем валанжинские, и занимают территорию восточной части Припятского прогиба, Жлобинской и Брагинской седловин, западного склона Воронежской антеклизы. На Жлобинской седловине они перекрывают породы валанжина с размывом, к югу от нее валанжинский и готеривский ярусы связаны постепенным переходом.

В разрезе яруса преобладают глины темно-серые, почти черные, песчанистые, слоистые, некарбонатные, обычно комковатые. В глинах нередко отмечаются тонкие прослойки и линзы песка тонко- и мелкозернистого, глауконитово-кварцевого, а также обуглившиеся растительные остатки и обломки древесины, частично замещенные пиритом. По всему разрезу встречаются прослои (до 0,5 м) оолитово-железистых песчаников, преимущественно к его верхней части тяготеют прослои (до 2 м) песчаников с крепким сидеритовым цементом. В низах готеривской толщи присутствуют прослои оолитово-железистых глин, ниже которых, в основании яруса, в ряде скважин наблюдаются песчаники или алевриты темно-серые, почти черные, содержащие гальку фосфоритов. В пределах некоторых локальных структур весь разрез готерива сложен песками зеленоватыми глауконитово-кварцевыми. Мощность готеривских отложений обычно 8—12 м; максимальное ее значение (20,1 м) отмечено у д. Рыжков Брагинского р-на.

Ископаемые фораминиферы богаче валанжинских по количеству видов и особей. Наиболее характерны для готеривского яруса *Trochammina gyroidiniformis Mjatl.*, *T. aff. mika Akim.*, *T. mitra Akim.*, *T. ventriconcava Akim.*, *Miliammina tenuis Akim.*, *Verneuilinella hoterivica Akim.*, *Tolypammina cretacea Dain.*, *Recurvoides spectabilis Akim.*, *Ammobaculites gomelensis Akim.*, *Haplophragmium aequale (Roem.)*. Определены также комплексы спор и пыльцы предположительно готеривского возраста.

Барремский ярус

Барремские отложения распространены менее широко, чем готеривские, и залегают на них без заметного перерыва. Представлены они почти исключительно глинами темно-серыми, местами черными или серыми, алевритистыми, некарбонатными, иногда тонкослоистыми, плитчатыми. Особенностью, позволяющей отличать барремские глины от готеривских, является постоянное наличие в них гнезд, прослоек и присыпок на плоскостях напластования буровато- и пепельно-серых алевритов. К северу от гг. Речица и Гомель подобными алевритами, содержащими растительные остатки, зачастую сложена вся толща барремского яруса; на сводах некоторых положительных структур также преобладают алевриты или сильнопесчанистые глины. Иногда в глинах содержатся тонкие прослойки песчаников тонкозернистых с сидеритовым цементом, в них почти постоянно присутствуют спикулы губок. Мощность отложений в среднем не превышает 10 м, увеличиваясь на склонах положительных структур до 19 м.

Барремский комплекс микрофауны заметно отличается от готеривского по видовому составу и беднее его по числу видов. Для баррема характерны *Trochammina grande Akim.*, *Hyperamminoides patella Roman.*, *Jaculella belorussica Akim.*, *Haplophragmoides vishensis Akim.*, *H. dnepricus Akim.*, *Cribrostomoides multiformis Akim.*, *Ammobaculites malodushensis Akim.*, *A. grandis Akim.*, *Miliammina scarba Akim.*, *Gaudryina tishkovi Akim.*

Спорово-пыльцевые спектры баррема, в отличие от состава микрофауны, в значительной степени сходны с таковыми готеривского яруса.

Аптский ярус

Аптские отложения занимают наименьшую площадь из всех ярусов нижнего мела. На породах баррема они залегают согласно, без перерыва; нижняя их граница не всегда может быть определена достаточно уверенно. Максимальная мощность пород апта до 42 м (скв. 19 у д. Сергеевка, Барсуковская структура Припятского прогиба).

Разрез аптского яруса четко разделяется на две толщи: нижнюю (терригенно-морскую) и верхнюю (континентальную). Нижняя толща сложена песчано-глинистыми породами. В большинстве скважин она начинается песками серыми и светло-серыми до белых, коричневато-серыми, мелко- и тонкозернистыми, кварцевыми, слюдистыми, некарбонатными, со следами горизонтальной слоистости. Они содержат обугленные или пиритизированные растительные остатки, иногда в значительном количестве. Выше песков залегают алевриты или глины. Алевриты черные и темно-серые, также некарбонатные, с обуглившимися растительными остат-

ками. Глины серые и коричневато-серые, жирные, с мелким растительным детритом на плоскостях напластования, с гнездами и тонкими прослойками алеврита и песка тонкозернистого. В ряде скважин нижняя толща апта сложена глинистыми породами, в других же (на сводах структур) пески становятся разнозернистыми, в них появляется гравий и галька. Мощность морских отложений апта до 26 м.

В глинах нижней толщи обнаружены фораминиферы, указывающие, по мнению В.С. Акимец, на раннеаптский возраст отложений: *Lagenammina lagenoides (Cresp.), Lituotuba salebrosa Akim., Hyperammina aptica (Damp. et Mjatl.)*. Аптский возраст подтвержден также спорами и пыльцой.

Верхняя (континентальная) толща апта также подразделяется на 2 пачки. Нижняя пачка (мощность до 11 м) сложена глинами пестроцветными и серыми, каолиновыми, с гнездами и прослоями алевролитов светло-серых, каолиновых. Литологический состав верхней пачки (до 16 м) более разнообразен. Представлена она песками, песчаниками, алевролитами, часто меняющими свои характеристики как в разрезе, так и по простиранию. Пески серые, желтовато-бурые, сиреневато-коричневые, иногда черные, гумусированные, с большим количеством обуглившихся растительных остатков и древесины; песчаники белые, мелкозернистые, кварцевые; алевролиты светло-серые и белые до серых и темно-серых, глинистые, также с обилием растительных остатков. Мощность континентальных образований апта до 20 м.

В каолиновых глинах из скв. 99 (д. Рудня Бурицкая, юго-западнее Надвинской структуры Припятского прогиба) И.М. Покровская изучила богатый комплекс спор и пыльцы аптского возраста. Возраст включающих его отложений, учитывая их положение в разрезе, может быть условно принят как позднеаптский.

Альбский ярус

Из всех ярусов нижнего мела альбский ярус занимает наибольшую площадь. Он распространен восточнее линии Туров — Бобруйск — Могилев и западнее Дивин — Береза — Лида — Молодечно, а также на небольшом участке юго-восточнее г. Минска.

Альбские отложения в большинстве случаев залегают на породах юрского возраста, а также на породах аптского, барремского и готеривского ярусов (на востоке), на девонских и верхнепротерозойских образованиях и кристаллическом фундаменте (на западе). Нижняя граница имеет трансгрессивный характер. Верхняя граница условная. Она проводится внутри однородной толщи по смене некарбонатных песков альба карбонатными песками сеномана.

В литологическом отношении альбские отложения довольно однообразны на всей площади распространения. Они представлены, в основном, песками, к которым иногда добавляются песчаники, алевриты и глины. На территории Оршанской впадины и Жлобинской седловины ярус сложен почти исключительно песками темно-зеленовато-серыми с прослоями светло- и ярко-зеленых, в нижней части иногда почти черными, мелкозернистыми, глауконитово-кварцевыми, некарбонатными, в различной степени глинистыми. По всей толще встречаются редкие мелкие желваки фосфоритов, в ряде мест в кровле или подошве альба они образуют скопления. Иногда в основании залегает горизонт (до 20 см) кварцевого гравелита.

На территории Припятского прогиба разрез альба более разнообразен. Кроме песков, подобных вышеописанным, отмечаются прослои (до 2,5 м) песчаников светло-зеленовато-серых, мелкозернистых, кварцево-глауконитовых, некарбонатных, с крепким опалово-халцедоновым цементом. В некоторых скважинах верхняя часть сложена глауконитово-кварцевыми некарбонатными алевритами. На участках высокого залегания фундамента и на некоторых положительных структурах в Припятском прогибе пески и песчаники становятся более грубозернистыми, в них появляются гравий и галька. Характерно, что в альбе Припятского прогиба практически отсутствуют фосфоритовые стяжения.

На западе Беларуси альбские отложения представлены также преимущественно песками мелкозернистыми, глауконитово-кварцевыми, некарбонатными, иногда с прослоями (до 30 см) песчаников кварцевых с глауконитом или глауконитово-кварцевых, крепких, с кальцитовым цементом. Верхняя часть разреза в некоторых местах сложена песками более темными, тонкозернистыми, глинистыми; прослойки этих песков наряду с темно-зелеными слабокарбонатными алевритами и глинами нередко отмечаются по всей толще. Эти относительно более тонкие породы содержат желваки фосфоритов (3—8 см), в редких случаях образующие фосфоритовую плиту (до 20 см). Мощность альбских отложений в восточной части республики обычно не превышает 10—15 м, в исключительных случаях увеличиваясь до 20 м или немногим более. На западе мощность пород альба достигает 48 м (запад Подлясско-Брестской впадины), 50 м и 73 м (на северных и северо-западных склонах Белорусской антеклизы соответственно).

Отложения, относимые к альбскому ярусу, бедны органическими остатками. Фораминиферы в них не обнаружены, что отличает их от сеномана. Остатки пелеципод обнаружены в двух местах на западе республики (скв. 010, д. Высоколитовск; скв. 2, д. Глиняны у г.п. Скидель) и в скв. 62 у оз. Червоное в Припятском прогибе. Определены *Aucellina gryphaeoides (Sow.), A. stuckenbergi Pavl.*, по заключению С.И. Пастернака, характерные для верхнего альба. Поскольку обнаруженные пелециподы находятся в верхней части разреза, возраст всей толщи принимается как средне-позднеальбский.

Верхний отдел

Отложения верхнего отдела меловой системы почти сплошным чехлом покрывают юг, восток и запад страны. Наибольшие по площади участки отсутствия верхнего мела в этих границах приурочены к территории сводовой части Белорусской антеклизы, Житковичского выступа, району между гг. Глуск и Осиповичи и к северным склонам Украинского щита. Поверхность отложений верхнего мела полого наклонена к западу и юго-востоку от линии Старые Дороги — Житковичи — Давид-Городок. Мощность отложений увеличивается в тех же направлениях — до 299 м к югу от г. Гомеля и 285 м у ст. Влодава. В литологическом отношении отложения верхнего мела представлены двумя резко различными толщами — нижней терригенно-карбонатной и верхней, значительно более мощной, карбонатной (мергельно-меловой). Макрофауна в породах верхнего мела встречается редко и имеет плохую сохранность. Его детальная стратиграфия, как указывалось выше, разработана на основе изучения богатой фауны фораминифер. Выделены все ярусы, из которых наибольшим распространением пользуются сеноманский и туронский (рис. 6.5).

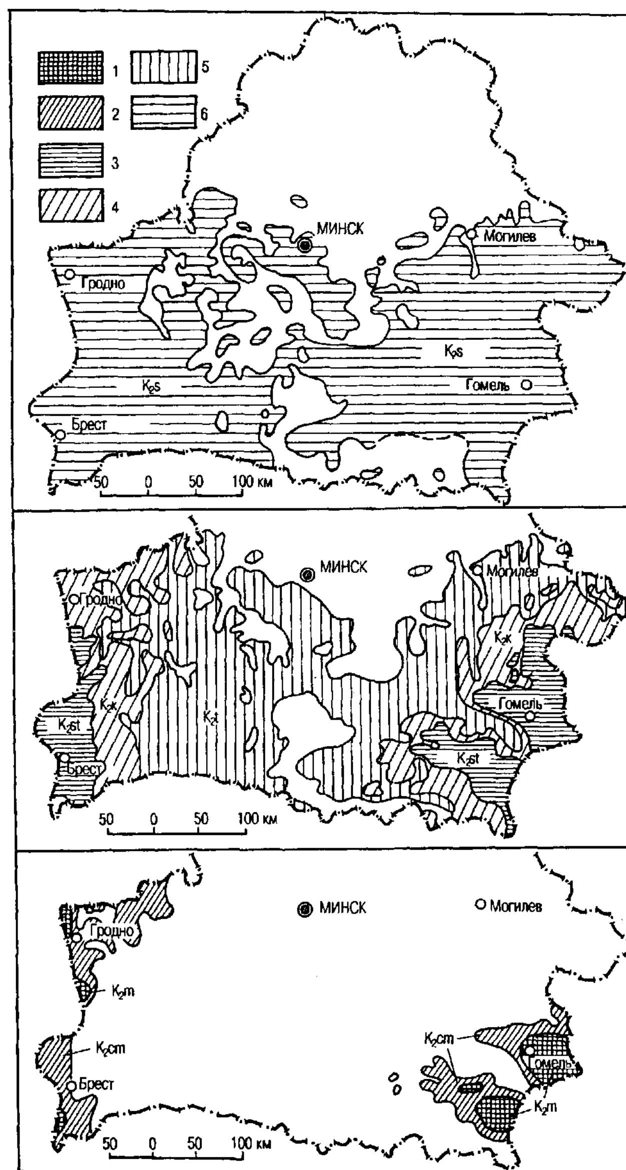


Рис. 6.5. Распространение отложений ярусов верхнего мела.

1 — маастрихтский, 2 — кампанский, 3 — сантонский, 4 — коньякский, 5 — туронский, 6 — сеноманский.

Сеноманский ярус

Сеноманские отложения незначительно уступают по занимаемой площади туронским. Залегают они с постепенным переходом на альбских образованиях или трансгрессивно — на более древних; в первом случае нижняя граница яруса без специальных исследований может быть определена только условно. Перекрываются породы сеномана туронскими отложениями или породами кайнозоя. Его разрез представлен двумя литологическими толщами — терригенно-карбонатной (внизу) и карбонатной (вверху). Общая мощность отложений сеномана обычно не превышает 10 м, в исключительных случаях — 29 (северо-западный склон Белорусской антеклизы) и 16 м (восток Припятского прогиба).

На основании изучения фораминифер сеноманский ярус разделен на три подъяруса. Разрез нижнего подъяруса представлен песками и мелом сильнопесчанистым (т. н. "сурка"). Пески, реже песчаники зеленовато-серые, преимущественно мелкозернистые, глауконитово-кварцевые, известковистые, иногда с мелкими желваками фосфоритов, нередко содержат чешую и зубы рыб, спикулы губок, иглы морских ежей. Во многих местах на территории Белорусской антеклизы и Припятского прогиба в основании песков залегает фосфоритовая плита. Мощность песчаной пачки обычно не более 5 м, в редких случаях — до 10 м. Выше по разрезу пески переходят в сильнопесчанистые мел или мергель, серые и темно-серые, гнездами более светлые до белых, уплотненные, часто с желваками фосфоритов. В них до 50 % породы составляют зерна кварца, глауконита, полевого шпата. На крайнем юго-западе, у ст. Влодава весь разрез нижнего сеномана (3 м) сложен иноцерамовым мелом; в наиболее приподнятых частях Белорусской антеклизы он представлен только песками темно-серыми, глауконитово-кварцевыми. Мощность отложений нижнего подъяруса обычно составляет 3—5 м, максимальная — 17 м. По фораминиферам соответствует зоне *Gavelinella cenomanica*. К руководящим формам относятся *Gavelinella baltica Brotz.*, *G. cenoma-nica (Brotz.)*, *Gaudryina pyramidata Reuss*, *Linguloga-velinella ornatissima (Lipn.)*, *L. formosa (Brotz.)*, *Textularia cenomana Akim.*, *T. indinstincta Akim.*, *Guembelitria*

cenomana (Kell.) и др. В песках и песчанистом мелу известны находки пелеципод *Chlamys aspera (Lam.), Neithea quinquecostata Sow.*, в песках — *Amphidonta conica (Sow.), Pecten orbicularis Sow.*, белемниты *Actinocamax primus Arkh., Neohibolites ultimus (Orb.)*, зубы рыб *Cretolamna appendiculata (Agass.)* и др., характерные для нижнего сеномана.

Отложения среднего подъяруса распространены шире, чем нижнего. Они представлены, в основном, мелом иноцерамовым серовато- или желтовато-белым, песчанистым, с обломками призматического слоя раковин иноцерамов, со скоплениями чешуи рыб и желваками фосфоритов. Граница с нижним сеноманом проходит в слое песчанистого мела и может быть определена по смене комплексов фораминифер. Во многих скважинах на территории Белорусской антеклизы средний сеноман представлен песками глауконитово-кварцевыми или мергелем сильнопесчанистым. Мощность до 5—6 м. В его отложениях по фораминиферам выделена подзона *Guembelitria cenomana* зоны *Lingulogavelinella globosa*. Наиболее характерны формы *Textularia cenomana Akim., T. indinstincta Akim., Guembelitria cenomana (Kell.), Cibicides gorbenkoi Akim., Tappannina simplex Vass., Brotzenella belorussica (Akim.), Lingulogavelinella globosa (Brotz.)*.

Границы распространения отложений верхнего подъяруса сеномана совпадают с границами туронского яруса. Он сложен мелом или мергелем глинистым, в нижней части с незначительной примесью зерен песка. Мощность отложений 3—5 м. Характерной их особенностью являются многочисленные отпечатки ходов илоедов в кровле разреза. Лучше всего эти отпечатки проявлены в меловых породах восточной части Беларуси, хотя отмечаются также на территории Полесской седловины и на западных склонах Белорусской антеклизы. По слою с ходами илоедов проводится граница между сеноманом и туроном, нижняя же граница подъяруса условная. По фораминиферам верхнему сеноману соответствует подзона *Gaudryina serrata* зоны *Lingulogavelinella globosa*. К числу руководящих видов относятся *Gaudryina serrata Franke, G. arenosa Akim., G. folium Akim., G. inflata Carb., Tappannina simplex Vass., Brotzenella belorussica (Akim.), Lingulogavelinella globosa (Brotz.)*. Из слабопесчанистых и глинистых мела и мергеля среднего и верхнего сеномана определены пелециподы *Chlamys hispida (Gold.)*, белемниты *Actinocamax ex gr. plenus (Blanv.)*, серпулиды *Glomerula gordialis (Gold.)*, зубы акул *Cretolamna appendiculata (Agass.), Ptychodus mammilaris Agass.*

Туронский ярус

Отложения туронского яруса занимают наибольшую площадь по сравнению с отложениями других ярусов верхнего мела; границы распространения турона практически совпадают с границами распространения всей меловой системы. Вскрываются они скважинами, а по долине р. Сож и его притоков известны в естественных обнажениях. Подстилаются почти повсеместно породами верхнего сеномана, реже — юры, протерозоя или фундамента; перекрываются коньякским ярусом (с постепенным переходом), а также палеогеновыми, неогеновыми или четвертичными образованиями. Обычная мощность туронских отложений 30—40 м, в юго-восточной части Припятского прогиба она увеличивается до 60—70, на юго-западе Подлясско-Брестской впадины — до 122 м.

В составе туронского яруса выделены нижний и верхний подъярусы. Нижний представлен, в основном, мелом глинистым или мелоподобным мергелем, белыми и серовато-белыми, крепкими, с мелкими обломками призматического слоя иноцерамов. В сводовой части Белорусской антеклизы и у северных границ распространения турона породы в различной степени опесчанены, а также содержат желваки фосфоритов. Мощность отложений до 44 м. Стратиграфическому объему нижнего турона отвечает фораминиферовая зона *Gavelinella nana* с характерными формами *Gaudryina arenosa Akim., G. folium Akim., Globorotalites turonicus Kaev., Gavelinella vesca (N. Byk.), G. nana (Akim.), Reussella turonica Akim., Tappannina simplex Vass.* Определены также руководящие для нижнего турона *Inoceramus labiatus Schloth.* и зубы акулы *Ptychodus mammilaris Agass.*

Нижняя часть разреза верхнего турона почти во всех структурно-фациальных зонах также сложена мелом глинистым или мелоподобным мергелем, с обломками раковин иноцерамов, местами опесчаненными, с фосфоритами. В скважинах в районе Лоева на границе с нижним туроном отмечается прослой песка кварцевого с глауконитом, в других — замещаемого глиной серой и темно-зеленой. Верхняя часть разреза верхнего турона сложена, как правило, мелом белым, чистым, с редкими прослоями мергеля. Для разрезов западного региона характерно обилие конкреций кремней (размером до 100 см); на востоке они редки или отсутствуют вовсе. В сводовой части Белорусской антеклизы породы верхнего турона представлены мелом песчанистым со скоплением кремней. Мощность до 80 м. В его составе по фораминиферам выделены две зоны. Нижняя *Gavelinella ammonoides* в качестве характерных видов включает *Spiroplectammina praelonga (Reuss), Gaudryina variabilis Mjatl., G. angustata Akim., Gavelinella ammonoides (Reuss), Reussella turonica Akim., Eouvigerina regularis (Kell.)*. Для верхней *Gavelinella moniliformis* руководящими являются *Verneuilina münsteri (Reuss), Heterostomella carinata Franke, Gavelinella kelleri (Mjatl.), G. moniliformis (Reuss), Globotruncana lapparenti Brotz., Reussella carinata Vass.* В естественных обнажениях обнаружены двустворки *Inoceramus lamarcki Park.*,

I. brogniarti Sow., *Ostrea nikitini Arkh.*, белемнит *Actinocamax intermedius Arkh.*, характерные для верхнего турона.

Коньякский ярус

Коньякские отложения, в отличие от туронских, не образуют сплошного поля. Они известны в двух регионах — на крайнем западе и востоке страны. Подстилаются повсеместно отложениями турона (кроме небольшого участка на склонах Украинского кристаллического щита, где коньяк лежит непосредственно на верхней юре), перекрываются породами сантона, а в местах его отсутствия — кампана, палеогена, неогена или четвертичными образованиями. По долинам Днепра, Сожа и некоторых их притоков известны естественные обнажения пород коньякского яруса. Литологически коньякские отложения трудно отличимы от туронских, и граница между ними, а также между подъярусами, проводится только по результатам палеонтологических исследований. Мощность 60 м.

В отложениях коньяка выделены две зоны по фораминиферам, которые в разрезе соответствуют двум подъярусам. Нижний подъярус представлен, в основном, мелом глинистым или мелоподобным мергелем, с обломками раковин иноцерамов; на западе республики преобладает мел чистый. Для этого же региона характерны стяжения кремня размером до 50 см и более. Мощность 20—25 м, в районе Бреста и Гомеля — до 38 м. Его отложения содержат фораминиферы зоны *Gavelinella kelleri*, определяющими для которой являются *Gaudryina coniacica Akim.*, *Osangularia whitei (Brotz.)*, *Gavelinella kelleri (Mjatl.)*, *G. praeinfrasantonica Mjatl.*, *Globotruncana coronata Bolli*, *Reussella kelleri Vass.*, *Eouvigerina cretacea (H.Allen et Earl.)*.

Породы верхнего подъяруса распространены на более ограниченной территории. Литологически они разнообразнее. На западе представлены мелом глинистым и мелоподобными мергелями с кремнями, на границе с сантоном иногда с прослойками известняка (до 1,5 м). Исключение составляет крайний юго-запад, где вся толща коньяка сложена мелом чистым. Чистый писчий мел преобладает также в верхнем коньяке территории Припятского прогиба. Восточнее Рогачева в мелу отмечен прослой (0,4 м) песка кварцевого, глинистого. В районе Хотимска почти весь верхний коньяк сложен трепелом (до 12,4 м), опоками, опоковидными трепелами. Мощность отложений подъяруса на востоке Беларуси до 28 м, на западе до 36 м. Верхнему подъярусу коньяка соответствует фораминиферовая зона *Gavelinella costulata*, включающая виды *Spiroplectammina embaensis Mjatl.*, *Gaudryina frankei Brotz.*, *Gavelinella costulata (Marie)*, *G. thalmanni (Brotz.)*, *G. giedroici Grig.*, *Cibicides praeeriksdalensis Vass.*, *Bolivinita eleyi Cush.* В естественных обнажениях по долинам Днепра и Сожа найдены *Inoceramus involutus Sow.* и в больших количествах белемниты *Goniocamax lundgreni Stoll.*, являющиеся руководящими для верхнего коньяка.

Сантонский ярус

Сантонские отложения распространены на еще более ограниченной площади, чем коньякские. Подстилаются они повсеместно породами коньякского яруса, перекрываются кампанскими (со стратиграфическим перерывом в восточном регионе и в части западного или с постепенным переходом) и кайнозойскими образованиями. В обнажениях отложения сантона неизвестны. Мощность отложений невыдержана из-за размыва их поверхности. На юго-востоке она достигает 67 м, на северо-западе — 71 и на юго-западе — 75 м.

По палеонтологическим и частично литологическим критериям в составе сантонского яруса выделены два подъяруса. Нижний подъярус на востоке республики (мощность до 48 м) сложен мергелями серыми и светло-серыми, в различной степени алевритистыми и слюдистыми, с отпечатками ходов илоедов, иногда с мелкими фосфоритовыми конкрециями и кремнями. На крайнем юго-востоке преобладают алевролиты зеленовато-серые, глауконитово-кварцевые, с известково-глинистым цементом. В западном регионе нижний сантон представлен мелом и мелоподобными мергелями со стяжениями кремня (мощность до 45 м). Нижнему подъярусу соответствует фораминиферовая зона *Gavelinella infrasantonica*, для которой определяющими являются виды *Spiroplectammina rosula (Ehrenb.)*, *Stensioeina exsculpta (Reuss)*, *Gavelinella infrasantonica (Balakh.)*, *G. thalmanni (Brotz.)*, *G. giedroici Grig.*, *Cibicides eriksdalensis Brotz.*, *Praebulimina ventricosa (Brotz.)*, *Cuneus buliminoides (Brotz.)*, *Bolivinita eleyi Cush.*

Отложения верхнего подъяруса на западе Беларуси занимают лишь немногим меньшую площадь, чем нижнего, на востоке же они известны лишь на небольшом участке южнее г. Гомеля. Резко различны они и в литологическом отношении. На западе — это мел и мелоподобные мергели (в районе г. Гродно с прослоями известняков), на юго-востоке — пески алевритистые глауконитово-кварцевые, известковистые, слюдистые, глинистые (мощность 30 м). В верхнем сантоне выделена зона *Gavelinella stelligera* с наиболее характерными формами *Gaudryina rugosa (Orb.)*, *Orbignyna variabilis (Orb.)*, *Stensioina mursataiensis Vass.*, *Osangularia whitei (Brotz.)*, *Gavelinella stelligera (Marie)*, *Cuneus minimus (Brotz.)*, *Reussella kaveckii Grig.*, *Sitella carseyae (Plumm.)*, *Bolivinoides strigillatus Champ.*

Кампанский ярус

Кампанские отложения на востоке республики распространены в тех же местах, что и сантонские, и

занимают примерно такую же площадь. На западе они шире всего развиты в Гродненском районе, где сантон практически полностью выпадает из разреза; в районе г. Бреста соотношения между этими ярусами обратные. Нижняя граница кампана трансгрессивная, кроме юго-запада республики и некоторых участков на северо-западе. Верхняя граница в большинстве случаев также является поверхностью несогласия. В кровле меловой толщи в таких случаях иногда прослеживается слой (мощность до 1 м, редко более) глины темно-серой и черной, являющейся элювием мела. У г. Гродно, а также в Восточно-Припятском и Гомельском районах кампан согласно перекрывается сходным с ним литологически маастрихтским ярусом. Мощность отложений кампана изменяется в широких пределах в зависимости от степени последующего размыва, достигая 75 м на юго-западе, 77 — на северо-западе и 69 м — на востоке республики.

По смене комплексов фораминифер в кампане выделяются четыре зоны; стратиграфически им отвечают два подъяруса — нижний (до 50 м) и верхний (до 85 м). В настоящее время неизвестно ни одного разреза, в котором встречались бы все четыре зоны. На западе Беларуси полнее развита нижняя часть кампана, на востоке — верхняя.

Нижней части нижнего подъяруса соответствует зона по фораминиферам *Gavelinella clementiana*. Установлена она в нескольких разрезах на западе республики. Разрез сложен мелом чистым или слабоглинистым, с гнездами и прослоями окремненного, с конкрециями кремня. Мощность до 25 м. Определяющими для зоны видами являются *Voloschinovella aequisgranensis (Beiss.)*, *Gavelinella clementiana (Orb.)*, *G. santonica (Akim.)*, *G. stelligera (Marie)*, *Pullenia dampelae Dain.*, *Cuneus triangularis (Cush. et Park.)*, *Reussella pseudospinulosa Troels.*, *Bolivinoides strigillatus Champ.*

Отложения верхней части нижнего подъяруса (зона *Cibicides temirensis*) распространены значительно шире и встречаются во всех структурно-фациальных зонах. На западе разрез представлен, главным образом, мелом чистым со стяжениями кремней, иногда (на крайнем юго-западе) слабоглинистым, окремненным (мощность до 30 м). На востоке Беларуси мел также без примеси глинистого материала, с редкими кремнями, довольно часто окремненный (иногда по всему разрезу). В ряде случаев у нижней границы, которая здесь является трансгрессивной, мел песчанистый, с мелкими конкрециями фосфоритов. Мощность до 19 м. Для зоны *Cibicides temirensis* характерны виды *Orbignyna inflata (Reuss)*, *Voloschinovella laffitei (Marie)*, *Gavelinella clementiana (Orb.)*, *G. bistellata Gorb.*, *Brotzenella insignis (Lipn.)*, *Cibicides temirensis Vass.*, *Bolivinoides decoratus (Jones)*.

Нижняя часть верхнего кампана (зона *Brotzenella monterelensis*) распространена широко во всех структурно-фациальных зонах, не встречена она только в районе г. Бреста. Литологический состав ее пород сравнительно однообразен — это мел в различной степени глинистый, иногда окремненный, конкреции кремней встречаются редко. На северо-западе наблюдаются прослои мелоподобного известняка. Максимальная мощность 53 м на западе и 67 м на востоке. Видовой состав зоны: *Orbignyna aequisgranensis (Beiss.)*, *Eponides grodnoensis Akim.*, *Gavelinella laevigata (Marie)*, *Brotzenella monterelensis (Marie)*, *Cibicides voltzianus (Orb.)*, *C. aktulagayensis Vass.*, *Pseudouvigerina cretacea Cush.*

В отложениях, соответствующих нижним трем фораминиферовым зонам, в обнажениях по долинам Днепра, Сожа и их притоков обнаружена макрофауна: белемниты *Belemnitella mucronata (Schloth.)* (наиболее многочисленные находки), *B. mucronata senior Now.*; брахиоподы *Carneithyris carnea (Sow.)*; двустворки *Pycnodonta vesicularis Lam.*, *Pecten cretosus Defr.*, *Ostrea flabelliformis Nilss.*

Зона *Globorotalites emdyensis* (верхняя часть верхнего кампана) установлена в нескольких разрезах на востоке и северо-западе Беларуси. Отложения представлены мелоподобными мергелями и мелом глинистым, иногда окремненным, с редкими стяжениями кремня. Мощность до 30 м. Фораминиферами, характерными для данной зоны, являются *Neoflabellina praereticulata Hilt.*, *Globorotalites emdyensis Vass.*, *Angulogavelinella gracilis (Marss.)*, *Gavelinella laevigata (Marie)*, *Cibicides voltzianus (Orb.)*, *Bolivinoides miliaris Hilt. et Koch.*, *Bolivina kalinini (Vass.)*.

Из пород обнажений в долинах рек бассейна Днепра определены белемниты *Belemnitella langei Shatsk.*, *B. mucronata omega Shatsk.*

Маастрихтский ярус

Маастрихтские отложения занимают самую незначительную площадь из всех ярусов верхнего мела. Они установлены в нескольких разрезах Гродненской и Волынской структурно-фациальных зон на западе и Гомельской и Восточно-Припятской зон на востоке. Подстилаются кампанским ярусом (с постепенным переходом). В ряде скважин на западе республики из разреза выпадают различные по объему части кампана и сантона вплоть до полного их отсутствия. Перекрываются маастрихтские образования палеогеновыми или антропогеновыми. Максимальная мощность в западных районах до 36 м, в восточных — до 59 м.

По изменению видового состава фораминифер выделены две зоны, соответствующие нижнему и верхнему подъярусам маастрихта. Нижний подъярус (зона *Brotzenella complanata*) соответствует по площади максимальному распространению всего яруса. Представлен он мелом белым, плотным, чистым или мергелем мелоподобным с редкими включениями кремней, а в восточ-

Отдел	Ярус	Подъярус	№№
Верхний	Маастрихтский	верхний	17
		нижний	
	Кампанский	верхний	16
		нижний	15
	Сантонский	верхний	14
		нижний	13
	Коньякский	верхний	12
		нижний	11
	Туронский	верхний	10
		нижний	9
	Сеноманский	верхний	8
		средний	7
		нижний	6
Нижний	Альбский		5
	Аптский	верхний	4
		нижний и средний	
	Барремский		3
	Готеривский		2
	Валанжинский		1

Рис. 6.6. Сопоставление разрезов отложений меловой системы.

1 — мел, 2 — мергель, 3 — песок, 4 — песчаник, 5 — глина, 6 — алеврит, 7 — глауконит, 8 — желваки кремней, 9 — желваки фосфоритов.

ной части Припятского прогиба мергелем опесчаненным или алевритом известковистым с мелкими желваками фосфоритов. Максимальная мощность нижнего подъяруса 36 м (на западе Беларуси) и 51 м (на востоке). Определяющими видами фораминифер для данной зоны являются *Spiroplectammina suturalis Kal.*, *Neoflabellina reticulata (Reuss)*, *Brotzenella complanata (Reuss)*, *Cibicides bembix (Marss.)*, *Cuneus minutus (Marss.)*, *Bolivina incrassata (Reuss)*, *B. decurrens (Ehrenb.)*, *Pseudouvigerina cristata Marss.* В немногих выходах нижнего маастрихта на поверхность обнаружены ростры *Belemnitella lanceolata (Schloth.)*.

Отложения верхнего маастрихта известны только в трех скважинах, расположенных в Гомельской и Гродненской структурно-фациальных зонах. Сложены они мелом чистым с мелкими стяжениями кремня (в первом случае) или мергелем слабослюдистым и слабопесчанистым. Для зоны *Hanzawaia ekblomi*, соответствующей верхнему подъярусу, наиболее характерны виды *Ataxophragmium globosum (Hag.)*, *Hanzawaia ekblomi (Brotz.)*, *Brotzenella praeacuta (Vass.)*, *Cibicides umbilicata Brotz.*, *C. bembix (Marss.)*, *Praebulimina imbricata (Reuss)*, *Cuneus minutus (Marss.)*, *Bolivinoides decoratus giganteus Hilt. et Koch.*

В 1985 г. В.С. Акимец ниже зоны *Brotzenella complanata* выделила зону *Angulogavelinella gracilis* и, кроме того, предположила, что зона *Hanzawaia ekblomi* принадлежит верхам нижнего маастрихта. Таким образом, предполагается, что все отложения, относимые к маастрихтскому ярусу, полностью входят в состав его нижнего подъяруса.

При характеристике карбонатной толщи верхнего мела неоднократно упоминался своеобразный геологический феномен — встречающиеся в ней в качестве включений желваки кремней. Их краткое описание приводится по результатам проведенных недавно специальных исследований (Гулис и др., 1992; Махнач и др., 1993).

Кремни встречаются во всей толще мела от турона до маастрихта, причем если на западе Беларуси они наблюдаются постоянно, то на востоке относительно редки. Загрязненность мела глинистым веществом является противопоказанием для образования кремней. Желваки концентрируются в слои, имеющие мощность 3—30 см и отстоящие один от другого по вертикали на 30—60 см. Форма желваков округлая и изометричная, удлиненная или представляет их различные комбинации; размер желваков достигает 1,0 м. Резко преобладают черные, темно-серые и серые кремни, редко встречаются коричневые, красноватые, синеватые. Текстура массивная, реже концентрически-зональная. Наиболее типичны случаи, когда серая и светло-серая центральная часть окружена черной каймой, хотя бывает и другая последовательность. Микроструктура крипто-микрокристаллическая. Часто в желваках содержатся остатки фауны. Исходный карбонатный скелет или сохраняет свой состав или замещается кремнеземом; с другой стороны, некоторые первичные кремнистые остатки замещаются карбонатом. Желваки обычно покрыты светло-серой и белой фарфороподобной (до 10 мм) или мучнистой (до 15 мм) коркой. Она представляет собой продукт разрушения (маршаллитизации) вещества, слагающего желвак. Минеральная фаза кремнезема — α-кварц с примесью α-тридимита и α-кристобалита. Лучше раскристаллизована центральная, светло-серая часть желваков. Содержание кремнезема в кремнях 96,5—97,1 %, глинозема — около 1 %.

На рис. 6.6 приведена схема корреляции наиболее типичных разрезов меловой ситемы Беларуси. Необходимо учитывать, что отложения, ранее относимые к датскому ярусу, в настоящее время включены в состав палеогена.

Глава 7

СТРАТИГРАФИЯ И ЛИТОЛОГИЯ КАЙНОЗОЯ

ПАЛЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА

Отложения палеогена широко развиты на юге и западе Беларуси — на территории Подлясско-Брестской впадины, Припятского прогиба, Белорусской и Воронежской антеклиз, Полесской, Жлобинской и Брагинско-Лоевской седловин, северных отрогов Украинского кристаллического щита, Гремячского погребенного выступа, южной части Балтийской синеклизы. Представлены морскими породами сумской, каневской, бучакской, киевской и харьковской свит, а в некоторых районах и континентальными породами страдубской и крупейской свит. Палеогеновые отложения почти повсеместно залегают под плащом плейстоценовых, а местами неогеновых пород общей мощностью до 220 м и только на юго-востоке по долинам Днепра и его притоков выходят на поверхность земли.

Некоторые сведения о палеогеновых отложениях Беларуси имеются в работах П.Я. Армашевского (1893, 1894, 1895), Н.А. Соколова (1893), А.Э. Гедройца (1894), Е.В. Оппокова (1906, 1916), И.Ф. Синцова (1907), А.Б. Миссуны (1915), П.А. Тутковского (1916, 1925), Г.В. Мирчинка (1933), А.В. Красовского (1936), А.Г. Зайцева (1939), Г.В. Богомолова (1946), М.М. Цапенко (1947), Н.Ф. Блиодухо (1952). С середины пятидесятых годов текущего столетия началось систематическое и комплексное изучение палеогеновых пород под руководством С.С. Маныкина (1956—1973). С.С. Маныкин (1959, 1973) изучил большое число разрезов палеогена и на основании монографического описания ископаемых пыльцы, спор, частично данных изучения микрофауны (Фурсенко, Фурсенко, 1961) произвел стратиграфическое расчленение палеогеновой толщи и сопоставил палеогеновые отложения Беларуси с одновозрастными отложениями других районов Восточно-Европейской платформы, Западной Европы, Казахстана и Западной Сибири. В результате последующих биостратиграфических (П.И. Дорофеев, А.Ф. Бурлак, Т.Б. Рылова, Т.В. Якубовская), геолого-палеогеографических (Э.А. Левков, К.Н. Монкевич и др.), литолого-геохимических и геохронологических (Л.И. Матрунчик, Л.И. Мурашко, В.А. Вечер) исследований были значительно расширены представления о палеогеновых отложениях, разработана стратиграфическая схема (Решения ..., 1983) и восстановлена история геологического развития территории Беларуси в палеогене.

Палеоцен

Отложения палеоцена, представленные только **сумской свитой**, развиты в юго-восточной части Беларуси (рис. 7.1, 7.2) — на территории Брагинско-Лоевской седловины, Брагинского погребенного выступа, восточной части Припятского прогиба, западных склонов Воронежской антеклизы, а также северо-западных склонов Белорусской антеклизы и южного борта Балтийской синеклизы (палеоценовые отложения обнаружены в гляциодислокациях западнее г.п. Сопоцкин).

Глубина залегания кровли пород изменяется от 106 м (скважины 21к у д. Рудня Спонимская Ветковского и 18к у д. Петуховка Добрушского р-нов Гомельской обл.) до 149 м (скв. 85у, д.Стодоличи Лельчицкого р-на Гомельской обл.), а подошвы — от 113 (скв. 21к) до 151 м (скв. 85у).

Абсолютные отметки залегания подошвы отложений сумской свиты колеблются от -30 м (скв. 6, д. Присторонь) и –26,5 м (скв. 4, д. Комарин Брагинского р-на Гомельской обл.) до 122 м (скв. 18к, д. Петуховка Добрушского р-на Гомельской обл.) и 106 м (скв. 1512, д. Дзержинск Лельчицкого р-на Гомельской обл.). Абсолютные отметки кровли изменяются от –21 м (скв. 23к, д. Ст. Дятловичи Гомельского р-на Гомельской обл.) и –9 м (скв. 83, д. Ст. Иолча Брагинского р-на Гомельской обл.) до 129 м (скв. 18к) и 107 м (скв. 1512).

Отложения сумской свиты залегают со стратиграфическим перерывом на породах верхнего мела, контакт с которыми неровный, волнистый, осложненный эрозионными размывами и карстовыми углублениями, и перекрываются образованиями каневской, а на территории Жлобинской седловины — киевской свиты. Верхняя граница везде отчетливая, но без явных следов размыва.

Отложения сумской свиты представлены преимущественно светло-серыми опоковидными алеврита-

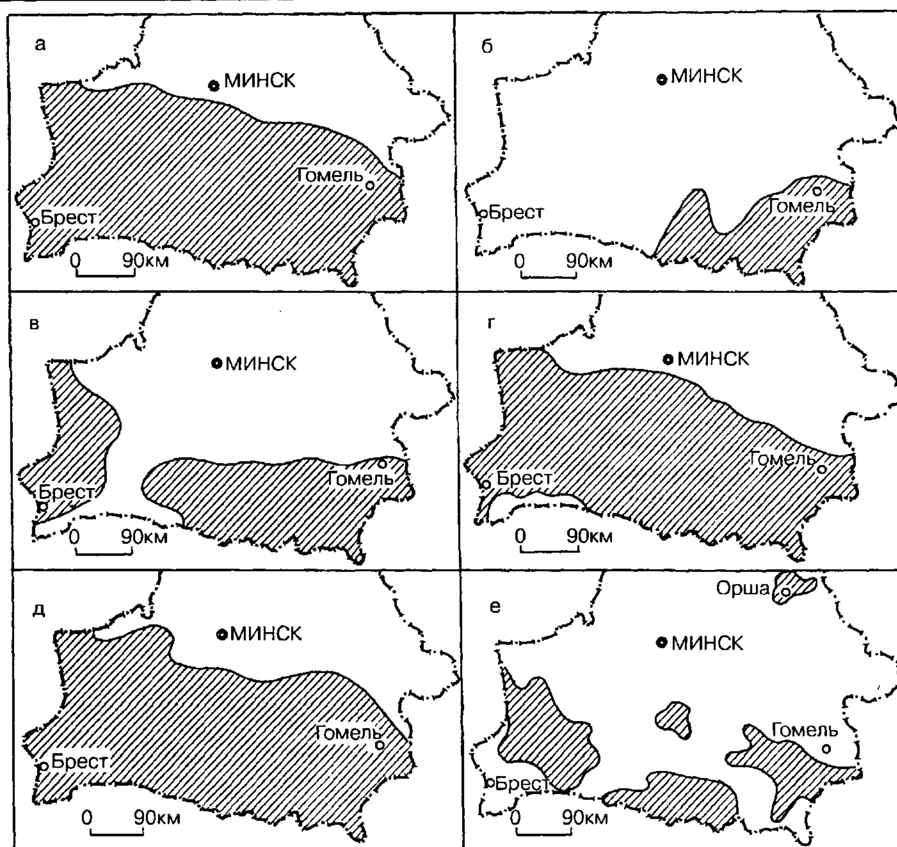


Рис. 7.1. Распространение отложений палеогеновой системы (а), сумской свиты палеоцена (б), каневской и бучакской свит нижнего-среднего эоцена (в), киевской свиты среднего эоцена (г), харьковской свиты верхнего эоцена – нижнего олигоцена (д), верхнего олигоцена (е) (по материалам А.Ф. Бурлак, К.Н. Монкевича, Л.А. Нечипоренко, А.И. Мурашко).

ми, которые иногда переходят в опоки с прослоями серых или темно-серых опоковидных глин, песчаниками с опоковым цементом, глауконитово-кварцевыми песками с мелкой галькой и гравием кремня и фосфоритов.

Мощность отложений в среднем составляет 12—15 м, увеличиваясь до 30 м в районах населенных пунктов Добруш, Ельск, Речица и Мозырь. Максимальная мощность 45 м отмечена в 2 км юго-восточнее д. Мохов Лоевского р-на Гомельской обл. (скв. 4 СТ).

Палеоценовый возраст сумской свиты установлен на основании изучения спор и пыльцы наземных растений (Маныкин, 1973) и морской палеоальгофлоры.

В спорово-пыльцевых комплексах абсолютно преобладает пыльца древних покрытосеменных стеммы *Normapolles*, которая быстро эволюционирует в палеоцене, а в эоцене уже встречается крайне редко. Несколько реже отмечается пыльца стеммы *Postnormapolles*, а также турмы *Longaxones*, которая сходна с пыльцой современных родов *Myrica*, *Corylus*, *Ostrya*, *Castanea*, *Quercus*, и семейств *Apiaceae* и *Fabaceae*, получивших весьма широкое развитие в эоценовое время. Голосеменные представлены пыльцой различных древних видов *Pinus*, а также единичными *Podocarpus sp.*, *Cedrus sp.*, *Taxodiaceae*. В составе комплекса присутствуют споры позднемеловых папоротников (*Schizaeoisporites sp.*, *Aneimia sp.*, *Lygodium sp.*, *Gleicheniidites sp.* и др.).

Благоприятные климатические условия способствовали развитию в палеобассейне с теплыми водами и соленостью, близкой к нормальной морской, разнообразной палеоальгофлоры, в составе которой установлены характерные таксоны цист динофлагеллат, зеленых водорослей и акритарх *Deflandrea speciosa Alb.*, *Ceratiopsis sp.*, *Odonthochitina operculata (O. Wetzel) Defl.*, *Spiniferites sp.*, *Pterospermella cf. australiensis Defl. et Cooks.*, *Scriniodinium crystallinum (Defl.) Klem.*, *Thalassiphora pelagica (Eis.) Eis. et Gocht.* и др. Отложения сумской свиты Беларуси хорошо коррелируются с отложениями лузановской свиты Днепровско-Донецкой впадины (Ярцева и др., 1972), любавской свиты Прибалтики (Григялис и др., 1988) и соответствуют монтскому и танетскому ярусам западно-европейской шкалы, инкерманскому ярусу Крымско-Кавказской биостратиграфической области.

Эоцен

В составе эоцена выделяются нижний, средний и верхний подотделы. Отложения нижнего — среднего

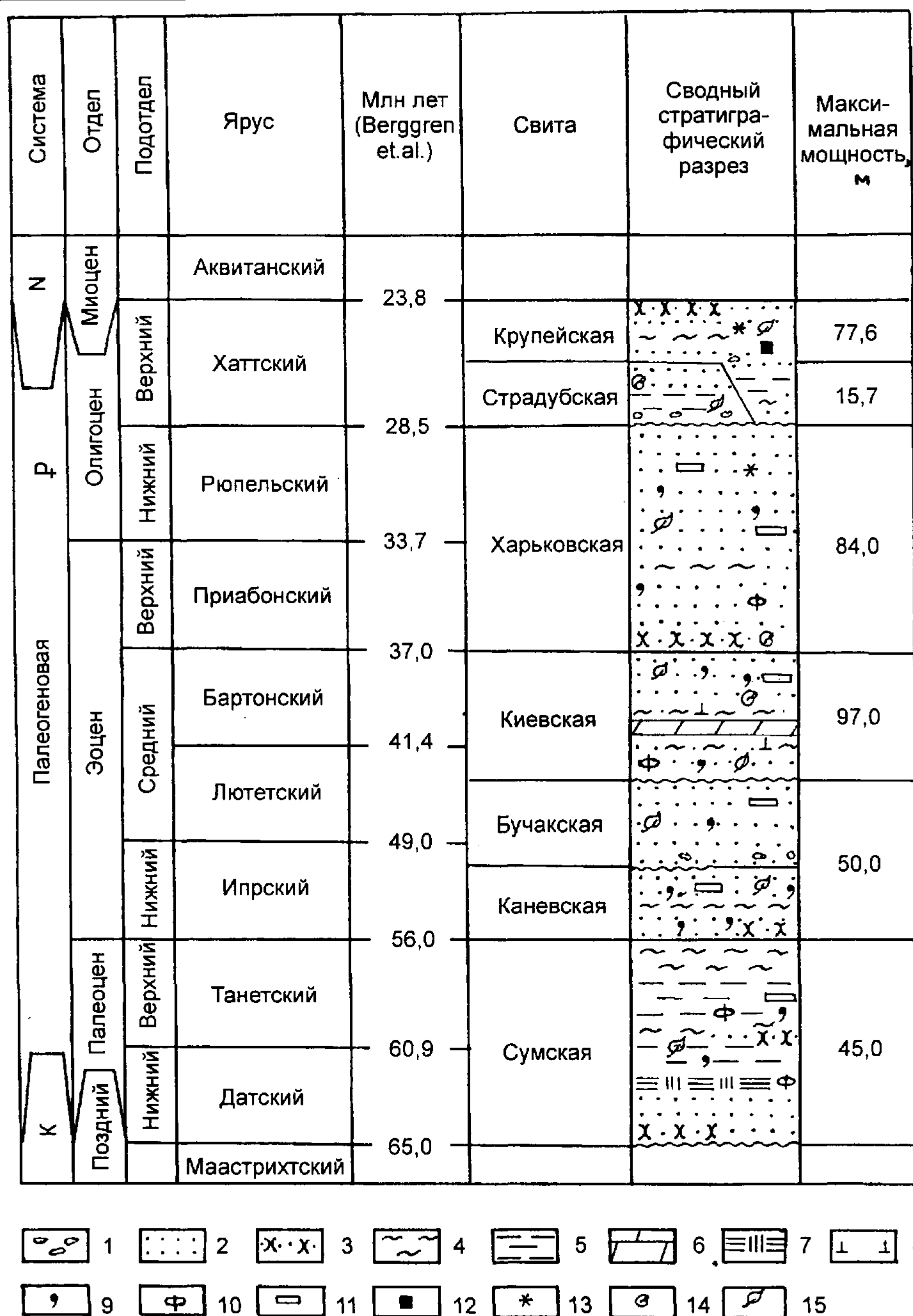


Рис. 7.2. Сводный стратиграфический разрез палеогеновых отложений Беларуси. Составила Л.И. Мурашко (с использованием материалов С.С. Маныкина и А.Ф. Бурлак).

1 — гравий, 2 — песок, 3 — песчаник, 4 — алеврит, 5 — глина, 6 — мергель, 7 — опока, 8 — туфогенный материал, 9 — глауконит, 10 — фосфорит, 11 — слюдистость пород, 12 — углистость, 13 — ожелезненность, 14 — фаунистические остатки, 15 — растительные остатки.

эоцена (**каневская и бучакская свиты**) развиты значительно шире, чем палеоцена (см. рис. 7.1 и 7.2). Они распространены на территории Брагинско-Лоевской седловины, Брагинского погребенного выступа, западных склонов Воронежской антеклизы, Припятского прогиба, Полесской седловины, западной части Белорусской антеклизы и Подлясско-Брестской впадины. Кровля отложений вскрыта на глубинах от 16 м (скв. 13к, д. Даниловичи Ветковского р-на Гомельской обл.) до 155 м (скв. 181, д. Стодоличи Лельчицкого р-на Гомельской обл.), подошва — от 25 (скв. 13к) до 182 м (скв. 181).

Абсолютные отметки подошвы каневско-бучакских отложений в южной части Беларуси колеблются от –29 м (скв. 181, д. Стодоличи Лельчицкого р-на Гомель-

ской обл.) и -21,3 м (скв. 23к, д. Ст. Дятловичи Речицкого р-на Гомельской обл.) до 107 (скв. 1512, д. Дзержинск Лельчицкого р-на Гомельской обл.) и 104 м (скв. 15к, д. Каменино Буда-Кошелевского р-на Гомельской обл.), в западной части региона — от 6 (скв. ВО-14, д. Павловщина Волковысского р-на Гродненской обл.) до 87 м (скв. 39П, д. Сенница Дрогичинского р-на Брестской обл.). Абсолютные отметки кровли данных отложений изменяются на юге от –12,3 м (скв. 23к) и –2,0 м (скв. 181) до 118 (скв. 1512) и 117 м (скв. 6г, д. Марьино Добрушского р-на Гомельской обл.); на западе — от 20 (скв. ВО-48, д. Мыслюки Волковысского р-на Гродненской обл.) до 98 м (скв. 40П, д. Толково Дрогичинского р-на Брестской обл.).

Отложения каневской свиты залегают на породах сумской свиты или позднего мела и перекрываются почти повсеместно образованиями бучакской свиты. Они представлены зеленовато-серыми или серовато-зелеными тонкозернистыми глауконитово-кварцевыми слюдистыми песками и алевритами с небольшими линзами зеленовато-серого глауконитово-кварцевого алеврита.

Отложения бучакской свиты на территории Беларуси повсеместно залегают на породах каневской свиты, изредка верхнего мела, а перекрываются отложениями киевской свиты. Они представлены песками серыми или светло-серыми, разнозернистыми, кварцевыми с редкими зернами глауконита. В толще песков бучакской свиты встречаются тонкие прослои мощностью до 15 см песчаника серого, мелкозернистого, глауконитово-кварцевого с халцедоновым цементом. В основании отложений бучакской свиты часто отмечается базальный горизонт, представленный серыми грубозернистыми кварцевыми песками с гравием и галькой кремня, фосфорита, молочно-белого и голубого кварца, часто сцементированными до плотного кварцитовидного песчаника.

Выделенные С.С. Маныкиным (1973) на основании различий в палинокомплексах каневская и бучакская свиты очень часто, особенно в мелководных фациях, обнаруживают сходство состава, затрудняющее их разделение при картировании. В зависимости от степени постседиментационных размывов мощность этих отложений изменяется от 1—3 м в окраинных частях площади распространения до максимальной 50 м (скв. 28, д. Слободка Лельчицкого р-на Гомельской обл.), в среднем составляя 20—30 м.

По палинологическим данным (Маныкин, 1973; Бурлак, 1992), в общем составе спорово-пыльцевых спектров каневской свиты сокращается число характерных представителей палеоценовой флоры (с *Normapolles*) и увеличивается количество пыльцы стеммы *Postnormapolles* и турмы *Longaxones* (близкой семействам *Myricaceae* и *Fagaceae*). Голосеменные представлены, в основном, родом *Pinus*. Уменьшается количество древних папоротников. Комплекс динофлагеллат и их цист включает: *Microdinium recurvatum Vozzhen.*, *Deflandrea phosphoritica Eis.*, *D. speciosa Alb.*, *D. dissoluta Vozzhen.*, *Wetzeliella clathrata Eis.*, *Hystrichosphaeridium recurvatum (White) Evitt*, *H. salpingophorum Defl.* и др.

Для флоры бучакского времени характерно преобладание тропическо-субтропических покрытосеменных растений (типа *Myrica*, *Castanea*, *Rhus*, *Ilex*, *Myrtaceae*). Листопадные формы умеренной зоны (типа *Betula*, *Corylus*, *Quercus*, *Juglans*) представлены в незначительном количестве. К руководящим формам, характерным для бучакской свиты, следует отнести единично встреченную пыльцу *Triatriopollenites confusus Zakl.*, *Triporopollenites vadosus (Pflug) Thoms. et Pflug*, *Subtriporopollenites simplex (R. Pot. et Ven.) subs. Circulus (Pflug) Thoms. et Pflug*, *S. magnoporatus magnus W. Kr.*, *Momipites pseudoquietus (W. Kr.) W. Kr.*, *Alangiopollis eocaenicus W. Kr.*, *Canacomyrica monticola Cooks. et Pike* и др. Среди динофлагеллат чаще других отмечаются *Ceratocorys sp.*, *Microdinium sp.*, *Kisselovia ornata f. ornata Vozzhen.*, *Deflandrea phosphoritica Eis.* и др. Довольно широко развиты зеленые водоросли (*Crassosphaera*, *Pterospermella*, *Tasmanites*) и акритархи (*Leiosphaeridia*, *Baltisphaeridia*, *Schepelevia* и др.).

По составу ископаемой флоры отложения каневской свиты Беларуси соответствуют одноименным образованиям на Украине, а также отложениям самбийской свиты ипрского яруса на юго-западе Прибалтики. Бучакская свита Беларуси сопоставляется с бучакской свитой Украины, симферопольскими слоями Крыма, отложениями среднего эоцена Причерноморской впадины и центральной части Северного Кавказа, лютецкого яруса Парижского бассейна (Григялис и др., 1988).

Отложения среднего эоцена (**киевская свита**) довольно широко распространены на территории Беларуси (см. рис. 7.1, 7.2). Они повсеместно отмечаются в пределах Брагинско-Лоевской седловины, Припятского прогиба, Подлясско-Брестской впадины, Полесской и Жлобинской седловин, западного склона Воронежской, западных и южных частей Белорусской антеклиз. Однако, в отдельных скважинах (районы Малориты, Микашевичей, Житковичей, Копаткевичей, Речицы и др.) они не обнаружены, что связано с размывом и экзарацией их на неотектоническом этапе. Отдельными островами киевские породы встречены далеко на севере от района их сплошного распространения вплоть до широты г. Минска (районы Новогрудка, Лиды, Краснополья, Мстиславля, Старых Дорог и др.).

Глубина залегания кровли отложений киевской свиты изменяется от 3 (скв. 1541, д. Рубель Столинского р-на Брестской обл.) до 221 м (скв. 7045, д. Тонеж Лельчицкого р-на Гомельской обл.), а подошвы от 16 (скв. 13к, д. Даниловичи Ветковского р-на Гомельской обл.) до 261 м (скв. 7045). Известны выходы пород ки-

евской свиты на дневную поверхность в долинах рек Вихры (севернее и южнее Мстиславля), Баси (севернее г. Чаусы), Лобжанки (южнее Климовичей), Палужа (южнее д. Горы), Колпиты (южнее дд. Михиничи и Будище), Беседи (южнее г.п. Светиловичи), Покоти (южнее д. Нисимковичи), Сожа (южнее д. Старая Каменка и между дд. Юрковичи и Шерстин), Днепра (у д. Лазаревичи и г. Ветка, у дд. Вищин и Шапчицы).

Абсолютные отметки подошвы отложений киевской свиты также изменяются в очень широких пределах, особенно в южной части территории Припятского прогиба (от –103 м в скв. 7045, д. Тонеж до 133 м в скв. 456, д. Глушкевичи Лельчицкого р-на Гомельской обл.), в Подлясско-Брестской впадине (от –10 м в скв. ВО-55, д. Збляны Зельвенского р-на Гродненской обл. до 99,5 м в скв. 41П, д. Карлевичи Кобринского р-на Брестской обл.) и на склонах Белорусского массива (от –82 м в скв. 2324В, г.п. Сопоцкин Гродненского до 108,3 м в скв. 38к, д. Пески Мостовского р-нов Гродненской обл.).

Перекрываются отложения киевской свиты харьковскими либо неоген-плейстоценовыми на уровне от –68 м в скв. 7045, д. Тонеж до 149 м в скв. 6, д. Глушкевичи Лельчицкого р-на Гомельской обл. на востоке и от –27 м в скв. 4к, д. Привалки Гродненского до 116 м в скв. 38к, д. Пески Мостовского р-нов Гродненской обл. на западе.

В зависимости от приуроченности к определенным тектоническим структурам и степени сохранности отложений меняются мощности и строение разреза киевской свиты. Максимальная мощность отмечена на территории восточной части Припятского прогиба, где она составляет 97 м (скв. 23к, д. Старые Дятловичи Гомельского р-на Гомельской обл.). На территории Подлясско-Брестской впадины и юго-западной части Белорусской антеклизы она достигает 76 (скв. 2324В, г.п. Сопоцкин Гродненского р-на) и 70 м (скв. 2к, д. Заборье Щучинского р-на Гродненской обл.). Средняя мощность отложений киевской свиты 10—25 м.

В южной части территории Припятского прогиба, Полесской седловины, на западе Белорусской антеклизы и севере Подлясско-Брестской впадины отложения киевской свиты трансгрессивно залегают на породах бучакской свиты среднего эоцена. На остальной территории своего распространения они перекрывают породы верхнего мела, в районе Житковичей, Микашевичей, Синкевичей, Глуска — породы девона, изредка юры или кристаллического фундамента.

В фациальном отношении отложения киевской свиты неоднородны. Они представлены тремя типами фаций: прибрежными и мелководными разнозернистыми и грубозернистыми песками; фациями мелководного шельфа, где накапливался мелкопесчаный и алевритовый материал; фациями глубоководного шельфа, в строении которых преобладают тонкие алевриты с прослоями мергелей. В наиболее углубленных участках палеобассейна установлены самые полные по набору пород разрезы киевской свиты следующего строения: зеленовато-серые мелкозернистые глауконитово-кварцевые пески с галькой фосфоритов и фосфоритовых песчаников в основании вверх по разрезу сменяются бескарбонатными зеленовато-серыми, затем серыми карбонатными алевритами и далее светло-серыми мергелями. Последние переходят в карбонатные и бескарбонатные алевриты и далее в мелко-тонкозернистые сильно слюдистые глауконитово-кварцевые пески. Часто встречаются разрезы, завершающиеся алевритовым горизонтом. Киевская свита представлена в наиболее полных разрезах всеми группами фаций: трансгрессивной, инундационной и регрессивной. Этот ряд нарушается в зонах локальных поднятий, устьевых частей палеорек, размывов морскими течениями, а также в районах постседиментационной абразионной, эрозионной и экзарационной переработки.

Среднеэоценовый возраст отложений киевской свиты установлен K/Ar методом по глаукониту и составляет 38,5—52,0 млн лет (Мурашко, 1994). Он подтверждается и палеонтологическими данными изучения нуммулитов и других бентосных фораминифер (Липник, 1951; Фурсенко, Фурсенко, 1961), а также микрофитопланктона: дино- и силикофлагеллат, зеленых водорослей, акритарх (Григялис и др., 1988), спор и пыльцы наземной растительности (Бурлак, 1992).

Палинокомплекс киевской свиты характеризуется незначительным участием в его составе спор (*Polypodiaceae*, *Sphagnum sp.*, *Stereisporites sp.* и др.). Среди пыльцы голосеменных растений, количество которой достигает 30 %, доминируют представители рода *Pinus*, реже отмечается пыльца рода *Podocarpus*, единично *Dacrydium sp.*, *Picea sp.*, *Cedrus sp.*, *Taxodiaceae*, *Cupressaceae*. Среди пыльцы покрытосеменных (до 70 %) широко представлены роды и виды следующих семейств: *Myricaceae* (до 9 %), *Juglandaceae* (до 15), *Betulaceae* (до 17 %), а также пыльца трехбороздного (*Quercus sp.*, *Tricolpopollenites asper Thoms. et Pflug*, *Quercoidites henrici (R. Pot.) R. Pot., Thoms. et Pflug* и др.) — до 7 %, и трехборозднопорового типа (*cf. Castanea*, *Castanopsis sp.*, *Cyrilla sp.*, *Nyssa sp.*) — до 23 %. Единично встречена пыльца раннепалеогеновых покрытосеменных — *Pompeckjoidaepollenites subhercynicus (W. Kr.) W. Kr.*, *Anacolosidites supplingensis (Pflug) W. Kr.* Довольно разнообразно представлены динофлагеллаты, их цисты и акритархи, характерные для эоценовых отложений всей Восточно-Европейской платформы (*Kisselovia ornata Vozzhen.*, *Spiniferites sp.*, *Hystrichosphaeridium sp.*, *Deflandrea dissoluta Vozzhen.*, *D. phosphoritica Eis.*, *Wetzeliella articulata (O. Wetzel) Eis.*, *Systematophora areolata Klem.*, *Tasmanites sp.* и др.) (Бур-

лак, 1992). Этот же возраст подтверждается данными изучения известкового нанопланктона и фораминифер. Наиболее характерными видами известкового нанопланктона являются: *Discoaster martinii Str., D. binodosus hirundinus Mart., D. taninodifer Braml. et Ried, Blackites gladius (Locker.), Chiphragmalithus alatus (Mart.), Chiasmolithus solitus (Braml. et Sull.)* и др., а среди фораминифер — *Acarinina rotundimarginata Subb., Uvigerina costellata Moroz., Siphonina praereticulata Krajeva, Spiroplectammina ex gr. vicina Eremeeva, Textularia guembeli Hagn., Globigerina turcmenica Chalil.* и др., позволяющие отнести киевскую свиту к нанопланктонным зонам NP15 — NP16, а также фораминиферовым зонам P12 — P14 (Григялис и др., 1988).

Киевская свита Беларуси сопоставляется с киевской свитой северо-восточной Украины, с кумским и керестинским горизонтами бодракского и белоглинским горизонтом альминского региоярусов Крыма, алкской свитой юга Прибалтики и Литвы, приблизительно соответствует верхней половине лютетского и полностью бартонскому ярусу среднего эоцена Западной Европы.

В позднем эоцене началось формирование отложений **харьковской свиты** (серии, по А.Ф. Бурлак, 1992), длившееся до середины олигоцена. Это последние морские отложения на территории Беларуси. Они широко распространены в пределах территории Припятского прогиба, Брагинско-Лоевской и Полесской седловин, Подлясско-Брестской впадины, на склонах Белорусской антеклизы (см. рис. 7.1, 7.2). Площадь их современного распространения значительно меньше площади седиментации, поскольку эти отложения длительное время, начиная с позднего олигоцена, разрушались, находясь в зоне активной речной и водно-ледниковой эрозии, экзарации, карста.

Подошва отложений харьковской свиты чаще всего отмечается на уровне 95—100 м, а кровля —100—110 м. Наиболее глубокое залегание установлено в районах карстовых западин и особенно в зоне Тонежских карстовых депрессий (Лельчицкий р-н Гомельской обл.), где в скв. 7045 кровля и подошва харьковских отложений находится на отметках –205 и –221 м соответственно. Самое высокое залегание отложений харьковской свиты обнаружено на территории западной части Белорусской антеклизы (в скв. 5Г, д. Чемеровка Новогрудского р-на Гродненской обл., подошва имеет отметку 170,6, а кровля — 184 м) и Гремячского погребенного выступа (в скв. 53, д. Ленино Добрушского р-на Гомельской обл. подошва — 146,5, а в скв. 79 у той же деревни кровля — 153 м над уровнем моря). Минимальная глубина залегания кровли харьковской свиты — 0,3 (скв. 1 СТ, д. Корчемка Лоевского р-на Гомельской обл.), подошвы — 13 м (скв. 9к, д. Красная Буда Добрушского р-на Гомельской обл.). На крайнем юго-востоке республики по долинам Днепра, Сожа и Ипути, в обрывах преимущественно правых берегов породы харьковской свиты часто выходят на поверхность. Самые крупные обнажения расположены у г.п. Лоева, дд. Страдубка, Переделка, Щитцы Лоевского, Шерстин Ветковского, Ченки Гомельского, Вылево, Демьянки Добрушского районов Гомельской обл.

Отложения харьковской свиты обычно залегают на породах киевской. Характер контакта отложений указывает на существование непродолжительной диастемы в период между их формированием. Отсутствие углов несогласия, следов размыва и абразии не позволяет утверждать о существовании харьковской трансгрессии. Скорее можно говорить о характерной для платформенных территорий с равнинным и низменным рельефом ингрессии, захватившей большую часть территории Беларуси. Граница отложений киевской и харьковской свит легко устанавливается с помощью пограничного маркера на электрокаротажных диаграммах (Маныкин, Плаксицкий,1970; Монкевич, Бурлак, 1988). На территории Подлясско-Брестской впадины, южной части Белорусской антеклизы, северной части Припятского прогиба харьковские отложения перекрывают породы верхнего мела.

В немногих стратиграфически полных разрезах породы харьковской свиты перекрываются страдубскими, а чаще всего неогеновыми либо плейстоценовыми континентальными отложениями, контакт с которыми всегда четкий, эрозионный.

Харьковская свита представлена монотонной толщей бескарбонатных мелкозернистых глауконитово-кварцевых песков, слабослюдистых, в различной степени глинистых и ожелезненных, иногда сцементированных глинисто-кремнистым контактово-поровым цементом. В стратиграфически полных разрезах территории центральной части Подлясско-Брестской впадины, западных участков Ельского грабена и северо-западных отрогов Днепровско-Донецкой впадины можно наблюдать постепенный переход от плохо сортированных разнозернистых песков с гравием и галькой фосфоритов и кремня в основании свиты к пескам мелко-, тонкозернистым, хорошо отсортированным и алевритам.

Максимальные мощности отмечаются на юго-востоке Беларуси (84 м в скв. 3126, д. Крупка Лельчицкого р-на и 61 м в скв. 110, д. Щитцы Лоевского р-на Гомельской обл.) и в Гродненской области (69 м в скв. 19, д. Студеники Свислочского р-на). Средняя мощность отложений свиты на территории Припятского прогиба и Подлясско-Брестской впадины составляет 20—25 м, сокращаясь в краевых частях их развития до 5—10 м.

Позднеэоцен-раннеолигоценовый возраст отложений харьковской свиты был установлен по данным спорово-пыльцевых исследований, подтвержден изучением малакофауны и альгофлоры (Бурлак, 1992), а также хронометрическими исследованиями K/Ar способом

по глаукониту. Изотопный возраст аутигенного глауконита из основания свиты равен 37—38 млн лет (Мурашко, 1994).

В литологически однородной толще харьковской свиты установлены два разновозрастных комплекса палеонтологических остатков. Палинокомплекс нижней (верхнеэоценовой) части харьковской свиты по таксономическому составу близок киевскому (среднеэоценовому). В нем также доминирует пыльца покрытосеменных растений, главным образом, трехбороздноморового строения, близкая современным родам *Castanea, Rhus, Nyssa, Cyrilla* (до 30 %). Несколько увеличилось количество пыльцы трехбороздноморового строения, родственной *Quercus* (до10 %). Значительную роль играет и экваториально-трехпоровая пыльца (до 30 %), среди которой чаще всего встречаются *Betulaceaepollenites bituitus (R. Pot.) R. Pot., Engelhar-dtioipollenites punctatus (R. Pot.) R. Pot., Trives-tibulopollenites betuloides Pflug (Thoms. et Pflug)*. Единично отмечена пыльца раннепалеогеновых покрытосеменных *Plicapollis pseudoexcelsus (W. Kr.) W. Kr.* Голосеменные немногочисленны, в основном это *Pinus sp.*, единично встречены *Podocarpus sp., Taxodiaceae*. Среди спор в небольшом количестве отмечены *Polypodiaceae* и единично *Gleichenia sp., Lygodium sp., Concavisporites sp., Stereisporites sp.* и др.

В составе многочисленного микрофитопланктона преобладают представители рода *Deflandrea*, главным образом *Deflandrea phosphoritica Eis.* Кроме того, обнаружены перидинеевые водоросли *Microdinium sp., Deflandrea speciosa Alb., D. dissoluta Vozzhen., Wetzeliella symmetrica Weiler, W. ovalis Eis., Cordosphaeridium sp., Spiniferites ramosa (Ehr.) Mantel*; акритархи *Pterospermella sp., Thalassiphora pelagica (Eis.) Eis. et Gocht., Tasmanites sp.*; спикулы губок *Acanthoxea normalis, Caltrop regularis, Microstrongyl arcuatus, Strongyl parvulus, Plagiodichotriaena minuta, Acanthotylot anulato-aculeatus, Sterraster deplanatus minutus*; диатомеи и силикофлагеллаты *Melosira architectularis Brun., Paralia aff. polaris Ehr., Sheshukovia barbadensis (Grev.) Gles., S. inconspicua var. trilobata (Fenner) Gles.* и др. Анализ палеонтологических материалов позволяет сопоставить их с комплексами обуховской свиты Киевского Приднепровья, прусской свиты Прибалтики, белоглинского горизонта Бахчисарайского разреза Крыма и Кубанского разреза Северного Кавказа.

Палинокомплекс верхней (нижнеолигоценовой) части харьковской свиты близок по своему составу верхнеэоценовому, однако, в нем отмечается увеличение участия пыльцы хвойных и бореальных сережкоцветных, что, очевидно, было связано с прогрессировавшим похолоданием в раннеолигоценовое время. В отложениях верхней части харьковской свиты в обнажениях у г.п. Лоев и д. Щитцы Лоевского р-на Гомельской обл. А.В. Красовским (1936), а позднее В.Ю. Зосимовичем (1992) обнаружены комплексы моллюсков (*Tellina sp., Nemocardium sp., Pseudomussium corneum Sow., Ostrea cyathula, Glycymeris obovata, Panopea heberti, Callista splendida, Cassidaria sp., Isocardia cyprinoides, Calyptrea sp.*), спикул губок (*Plagiodichotriaena magna, P. intermedia, Anatriena gracilis, Phyllotriaena diligens, Plagiotriaena magna, Prodiaena cornuta, Oxysphaeraster gracilis*) и динофлагеллат, позволяющие вместе с палинологическими данными коррелировать эти отложения с межигорской свитой Украины, пасековской и кантемировской свитами Воронежской антеклизы, пальвесской свитой юга Прибалтики, рубановскими и никопольскими слоями борисфенской свиты Причерноморского разреза, рюпельским ярусом и его аналогами в Западной Европе.

Корреляция разрезов морских палеогеновых отложений по керновым материалам часто вызывает затруднения вследствие ограниченного отбора керна, недостаточной его представительности и трудоемкости обработки, а также отсутствия или плохой сохранности палеонтологических остатков как основных стратиграфических коррелятов. Для сопоставления разрезов в ряде случаев возможно применение методики, предложенной К.Н. Монкевичем и А.Ф. Бурлак (Монкевич, Бурлак, 1988; Бурлак, Монкевич, Нагорный, 1994), в основе которой лежит использование комплексных геофизических данных, в первую очередь, диаграмм электрического и радиоактивного каротажа с нанесенными на них литологическими и биостратиграфическими (где это возможно) материалами. На рисунках 7.3 и 7.4 изображена составленная по этой методике региональная схема корреляции морских палеогеновых отложений.

Олигоцен

Отложения нижнего олигоцена неразрывно связаны с верхнеэоценовыми и описаны ранее при характеристике харьковской свиты, начало формирования которой относится к позднему эоцену.

В позднем олигоцене после регрессии последнего морского бассейна осадконакопление происходило на небольших по площади участках в прибрежно-морских и собственно континентальных условиях: отшнуровавшихся от моря лиманах, остаточных озерах, речных долинах, карстовых котловинах. Отложения отличаются невыдержанностью по вертикальному разрезу и по простиранию. Они представлены прибрежно-морскими, лиманно-дельтовыми отложениями страдубской и континентальными отложениями крупейской свит.

Лиманно-дельтовые отложения **страдубской свиты** залегают на морских породах харьковской свиты. Они хорошо обнажены и изучены на территории

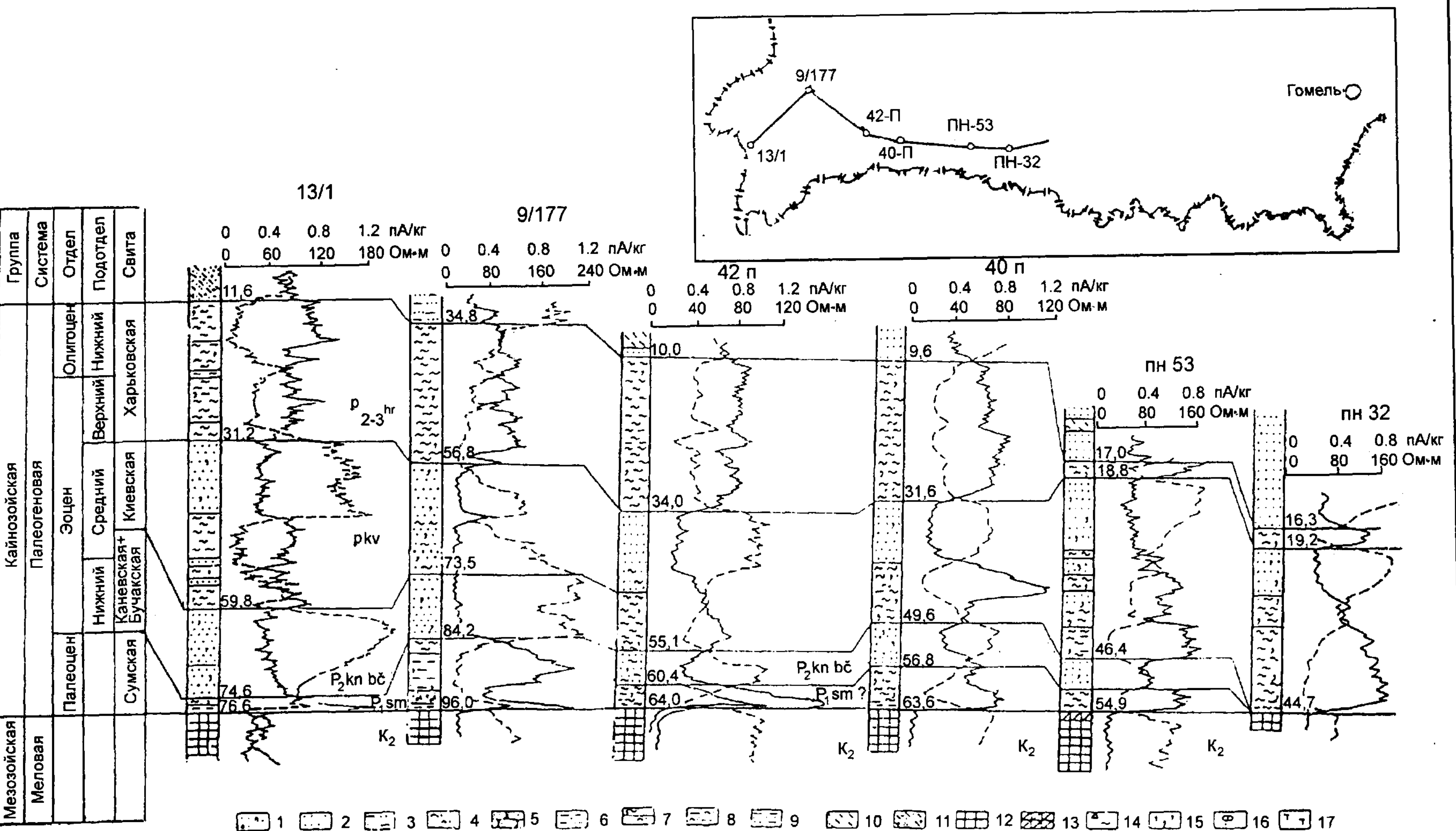


Рис. 7.3. Сопоставление разрезов палеогеновых отложений Беларуси. Составили К.Н. Монкевич, А.Ф. Бурлак.

1 — песок с гравием, 2 — песок разнозернистый, 3 — песок тонкозернистый, 4 — алеврит, 5 — песчаник, 6 — глина, 7 — переслаивание глины и алеврита, 8 — глинистый алеврит, 9 — переслаивание глины и песка, 10 — суглинок моренный, 11 — супесь моренная с гравием и галькой, 12 — мел, 13 — мергель, 14 — опоковидный алеврит, 15 — глауконит, 16 — фосфорит, 17 — известковистость.

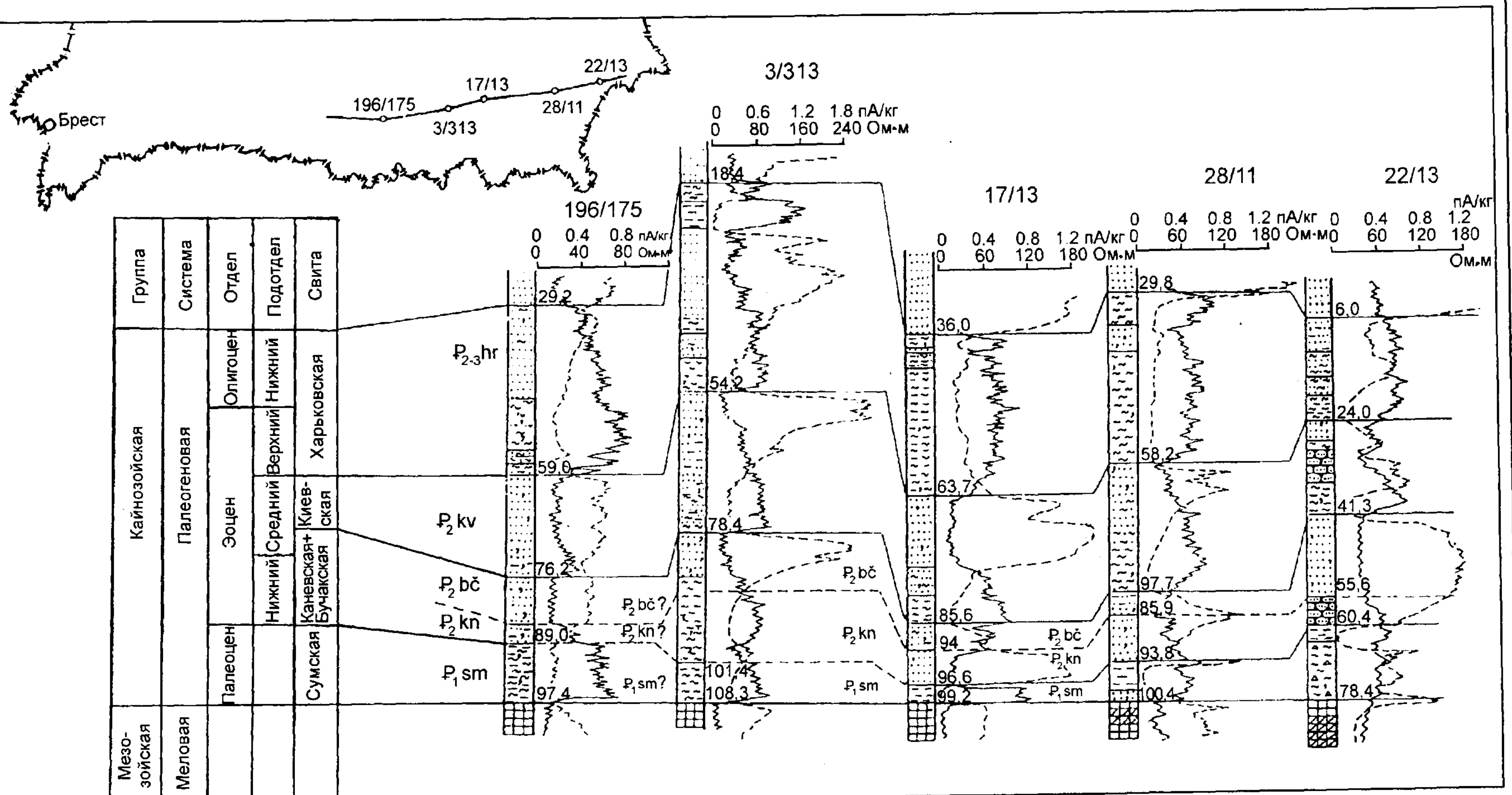


Рис. 7.4. Сопоставление разрезов палеогеновых отложений Беларуси. Составили К.Н. Монкевич, А.Ф. Бурлак. Условные обозначения на рис. 7.3.

Брагинско-Лоевской седловины в обнажениях правого берега р. Днепр у дд. Страдубка, Переделка, Крупейки и г.п. Лоев (Кузнецов, 1973; Геохимия ..., 1978; Зинова, Бурлак, 1980 и др.) и состоят из трех основных пачек. Нижняя пачка (мощность около 2 м) представлена песком зеленовато-серым, мелкозернистым глауконитово-кварцевым, переслоенным тонкими до 5 см лентами темно-серой с зеленоватым оттенком горизонтально-слоистой глины. Средняя пачка (мощность до 4 м) состоит из темно-серой глины, а верхняя представлена зеленовато-серым мелкозернистым песком мощностью до 3 м.

Страдубская свита охарактеризована комплексом палеокарпологических остатков, спор и пыльцы (материалы С.С. Маныкина, А.Ф. Бурлак, Т.Б. Рыловой, П.И. Дорофеева; Зинова и др., 1985; Рылова, 1996; Мурашко и др., 1998). Все виды ископаемой флоры страдубской свиты неизвестны в современной флоре Земли. Из 39 родов этой флоры 7 (18 %) также относятся к вымершим (*Caricoidea*, *Eoeuryale*, *Microdiptera*, *Protosequoia*, *Spirimatospermum*, *Urospathites*, *Tubela*), 19 (49 %) исчезли с территории Беларуси в неогене и встречаются теперь преимущественно во флоре Северной Америки и Юго-Восточной Азии (*Decodon*, *Liriodendron*, *Aralia*, *Glyptostrobus*, *Taxodium*, *Saururus*, *Sciadopitys*, *Magnolia* и др.) и лишь 23 (33 %) рода сохранились в современной флоре Беларуси. На долю родов субтропической (*Ampelopsis*, *Aralia*, *Brasenia*, *Cunninghamia*, *Glyptostrobus*, *Liriodendron*, *Magnolia*, *Nyssa*, *Saururus* и др.) и тропической флоры (*Holoragis*, *Spirimatospermum*) приходится не менее 50 %. Среди них преобладают листопадные деревья и кустарники. Флора Страдубки — первая известная по плодам и семенам тургайская листопадная флора на территории Беларуси. По особенностям родового состава она близка к современной субтропической флоре в рефугиумах Аппалачей и Японских островов.

В породах страдубской свиты обнаружено большое количество пыльцы и спор, среди которых преобладает пыльца хвойных, главным образом *Pinus*. Сосны представлены многочисленными видами, в основном, подрода *Haploxylon*. Наиболее распространенной является пыльца *Podocarpus* (более 20 %), *Taxodiaceae* и *Cupressaceae* (в сумме до 25), *Cathaya* (до 16), *Sciadopitys* (до 7 %). Среди покрытосеменных преобладают представители *Anacardiaceae* (чаще *Rhus*) — до 23 %, *Engelhardia* — до 5,5, а также формальных родов *Tricolporopollenites Pflug et Thoms.* и *Tricolpopollenites Pflug et Thoms.* — в сумме до 13 %. В небольшом количестве отмечены *Ulmus*, *Quercus*, *Castanea*, *Betula*, *Alnus*, *Carpinus*, *Corylus*, *Myrica*, *Juglans*, *Carya*, *Pterocarya*, *Platycarya*, *Oleaceae*, *Ilex*, *Nyssa*, *Araliaceae*, *Sterculiaceae*, *Clethraceae*, *Arecaceae* и др. Пыльца травянистых растений играет очень малую роль. Споры (*Sphagnum*, *Cyatheaceae*, *Gleicheniaceae*, *Polypodiaceae* и др.) единичны. Описанный состав спорово-пыльцевых спектров близок к комплексу, выделенному из берекской свиты позднего олигоцена Украины (Зосимович, 1981).

С породами страдубской свиты генетически связаны отложения проточных водоемов, существовавших в конце раннего—начале позднего олигоцена. Они представлены белыми мономинеральными кварцевыми песками, хорошо окатанными и отсортированными, линзы которых мощностью до 15,7 м распространены на территории Брагинско-Лоевской седловины (месторождение Лоевское), Гремячского погребенного выступа (месторождения Ленино, Добрушское, Черетянка, Высокополье и др.), Полесской седловины и северо-западных склонов Украинского кристаллического щита (месторождения Городное, Бережное, многочисленные залежи в Столинском районе, бассейне р. Горынь). Отложения страдубской свиты и белые кварцевые пески — древнейшие континентальные породы олигоцена Беларуси.

В позднем олигоцене на территории Беларуси, как и всей Европы (Окиншевич, 1973), сформировалась обстановка, благоприятная для развития карста, проявления которого связаны с подземным выщелачиванием карбонатной толщи мела (в Подлясско-Брестской впадине) и соленосной девона (на западе Припятского прогиба). В зависимости от скорости выщелачивания карстовые западины и котловины либо заполнялись кластическим песчано-алевритовым материалом, либо на их месте возникали заболоченные по берегам водоемы, в которых в условиях теплого и влажного климата происходило накопление бурого угля. Процесс этот продолжался до позднего миоцена. Верхнеолигоценовые отложения обнаружены более чем в 50 разрезах буровых скважин, в которых они представлены разнофациальными аллювиальными (от русловых до пойменных), озерными (разной степени проточными и застойными) и болотными образованиями общей мощностью от 3—4 до 77,6 м (скв. 7045 у д. Тонеж Лельчицкого р-на Гомельской обл.). Преобладают пески серые, темно-серые, нередко углистые, а также алевриты, часто тонкоплитчатые, глины с прослоями бурого угля.

Одновременно с образованием угленосных отложений происходило формирование комплекса аллювиальных толщ в долинах палеорек — Днепра, Оресы, правых притоков Припяти и др. В разрезе этих толщ наблюдается последовательная от инстративной до перстративной смена аллювиальных фаций. Эти отложения выделены в **крупейскую свиту** позднего олигоцена (Решения ..., 1983). Представлены они косо- и горизонтально-слоистыми песками и глинами мощностью до 14,8 м (скв. 6406, д. Горохов Лоевского р-на Гомельской обл.). Породы крупейской свиты значительно изменены вторичными процессами. По ним развита пестроцветная сиалитная кора выветривания с ярко выраженной вер-

тикальной зональностью. Синхронность образования этих палеонтологически немых, а также угленосных отложений, общность палеогеографических условий позволяют объединить рассматриваемые отложения в единый литолого-генетический комплекс крупейской свиты позднего олигоцена.

Возраст угленосных отложений установлен в результате палинологических и палеокарпологических исследований (материалы С.С. Маныкина, А.Ф. Бурлак, Т.Б. Рыловой, П.И. Дорофеева, Т.В. Якубовской; Рылова, 1996; Мурашко и др., 1998).

В семенной флоре из местонахождений Симоничи, Греск, Береза, Белозерск, Пружаны, Бринев (Ажгиревич и др., 1990; Якубовская, Рылова, 1992), наряду с представителями более древней страдубской флоры (*Caricoidea jugata (P. Nikit.) Chandl.*, *Epipremnites ornatus (E. Reid et Chandl.) Gregor et Bogner*, многие *Pinus*, *Taxodium*, *Glyptostrobus borysthenicus Dorof.* и др.), появилось много новых характерных видов (*Aldrovanda clavata Dorof.*, *Boehmeria majuskula T.V. Jakub.*, *Cladium macrocarpum Dorof.*, *Gaultheria europaea Dorof.*, новые *Pinus*, *Potamogeton*, *Taxodiaceae*), а также роды, получившие расцвет в неогене (*Hypericum*, *Menyanthes*, *Butomus*, *Nuphar*, *Nymphaea* и др.).

Для спорово-пыльцевых комплексов крупейской свиты характерно преобладание пыльцы хвойных в общем составе спектров, доминирование среди голосеменных пыльцы *Taxodiaceae* (до 60 %) и *Pinus* (до 49 %, преимущественно *s/g Haploxylon*), значительное участие *Podocarpus* и *Sciadopitys*. Среди пыльцы покрытосеменных существенную роль играют *Rhus*, *Myrica*, *Nyssa*, *Cyrillaceae*, *Clethraceae*, *Engelhardia*, *Liquidambar*. По сравнению с комплексами страдубской свиты, здесь наблюдается значительное увеличение доли таких арктотретичных элементов, как *Betula*, *Alnus*, *Corylus*. Очень разнообразен таксономический состав других покрытосеменных, которые встречаются, однако, в небольших количествах: *Ulmus*, *Zelkova*, *Celtis*, *Quercus*, *Fagus*, *Carpinus*, *Ostrya*, *Juglans*, *Carya*, *Pterocarya*, *Platycarya*, *Itea*, *Ilex*, *Cornus*, *Symplocos*, *Sapotaceae*, *Sterculiaceae* и др. Существенное значение по-прежнему принадлежит пыльце покрытосеменных растений, определяемой по искусственной системе классификации. Участие в спектрах пыльцевых зерен трав и спор незначительно.

Корреляция палеофлористических материалов с соседними регионами затруднена, поскольку в позднеолигоценовое время сравниваемые территории принадлежали, вероятно, к разным флористическим провинциям. Однако, имеется определенное сходство рассматриваемого комплекса с палинологическими комплексами любинского и добровских слоев, а также глоговского пласта в Польше, коррелируемых с IV лужицким пластом Рурского бассейна (Piwocki, Ziembińska-Tworzydło, 1995).

В толще угленосных отложений карстовых котловин палеофлористическими методами установлена верхняя граница олигоцена и всей палеогеновой системы в целом.

НЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА

Бурение скважин, проводившееся при геологической съемке, и постановка специальных работ по всестороннему изучению неогеновых отложений в связи с выяснением их вещественного состава, условий залегания и положения в разрезе, стратиграфии, площади распространения и разведкой полезных ископаемых (бурых углей, кварцевых песков, фосфоритов, тугоплавких и красочных глин и т.д.) позволили получить большой фактический материал о неогеновых отложениях территории республики.

Основной вклад в изучение строения и стратиграфии неогеновых отложений Беларуси внесли исследования С.С. Маныкина. На основании полученных с помощью спорово-пыльцевого анализа материалов им была разработана стратиграфическая схема палеогеновых и неогеновых отложений Беларуси (Маныкин, 1959), в которой отложения верхнего олигоцена и неогена объединены в полтавскую свиту (серию) по аналогии с территорией Украины. С.С. Маныкин (1966) установил пять характерных типов спорово-пыльцевых спектров, дающих основание выделять образования верхнего олигоцена, нижнего, среднего и верхнего миоцена и среднего плиоцена.

П.И. Дорофеев (1960) на основании изучения карпологических остатков ископаемой флоры также обосновал точку зрения о разновозрастности этих отложений. А.Г. Бер (1961) выделила на юге Беларуси озерно-аллювиальную свиту, под названием антопольской, миоценового (сарматского) возраста, который был установлен И.В. Васильевым (1960) по результатам изучения листовой флоры, а также П.И. Дорофеевым (1960, 1967) на основании палеокарпологических исследований. Несколько позже А.Ф. Бурлак (1973) определила возраст полтавской серии как ранне- и среднемиоценовый. Почти все проведенные в это время исследования касались, как правило, только южной части Беларуси.

Особое значение для стратиграфии верхней части разреза неогеновых отложений Беларуси имеют работы Г.И. Горецкого и его сотрудников. Этими исследованиями в 1975—1980 гг. дано палеонтологическое обоснование стратиграфического расчленения и само расчленение миоцен-плиоценовой толщи бассейна Палео-Немана, в пределах которой мощность отложений достигает 50 м. На основании геологических данных, а также материалов, полученных в результате комплексного палеонтологического исследования этих отложений, Г.И. Горецкий (1980) составил стратиграфическую

схему неогеновых образований, согласно которой выделяются гродненская свита, входящая в состав полтавской серии и соответствующая отложениям верхнего миоцена, и образования белицкой серии миоцен-плиоцена, в составе которой выделен ряд свит (волковысская, лозская, детомлинская, асокская, вселюбская, сморгонская, сивковская).

Обобщением результатов всех приведенных исследований явилась утвержденная Пленумом МСК региональная стратиграфическая схема неогеновых отложений Беларуси, разработанная Л.Ф. Ажгиревич, А.Ф. Бурлак, Н.В. Зайцевой, Р.А. Зиновой, Г.И. Илькевичем, Т.Б. Рыловой, Г.К. Хурсевич, Т.В. Якубовской (Решения ..., 1983). В соответствии с этой схемой миоценовые отложения Беларуси подразделены на бриневский (нижний-средний миоцен) и антопольский (верхний миоцен) региональные горизонты. Плиоценовые отложения рассматриваются в составе белицкой серии, объединяющей ряд свит. Граница между палеогеновой и неогеновой системами проведена по кровле крупейской свиты (поздний олигоцен). Верхняя граница неогеновой системы проходит по кровле дворецкой свиты.

Палеоботанические исследования последних лет (Якубовская, 1981—1994; Якубовская и др., 1989; Левков, Якубовская, Бурлак и др., 1992; Якубовская, Рылова, 1992; Хурсевич, 1995; Рылова, 1997; Jakubovskaja, 1993 и др.) и особенно ревизия палинологических и диатомовых данных по неогену Понеманья, а также анализ литологических особенностей неогеновых отложений Беларуси позволили оценить возраст бриневского горизонта от начала миоцена (аквитана) до середины среднего миоцена (середины серравалия), а антопольского горизонта — от середины серравалия до начала плиоцена. Возраст белицкой серии существенно уточнен и по новым данным соответствует самой поздней части среднего, всему позднему миоцену, плиоцену и раннему плейстоцену. Плиоценовый возраст подтвердился для части асокской свиты, а вселюбская и сморгонская свиты рассматриваются теперь в нижнем плейстоцене.

В предлагаемой уточненной стратиграфической схеме неогена Беларуси выделено три региональных надгоризонта: бриневский и антопольский в миоцене и колочинский в плиоцене (табл. 7.1). Выделенные горизонты сопоставлены в таблице с общей стратиграфической шкалой неогена (Стратиграфия ..., 1986; Зубаков, 1990; Berggren et al., 1995).

Миоцен

Бриневский надгоризонт (см. табл. 7.1) получил название по **бриневской свите**, описанной в разрезах Бриневского и Житковичского месторождений бурого угля в Припятском прогибе (Зинова, Бурлак, Ажгиревич и др., 1981; Бурлак, Зинова, 1982; Решения ..., 1983), а также выделенной на углепроявлениях в прогибе и в Подлясско-Брестской впадине и охватывающей, по уточненным данным, лишь миоценовую часть угленосной формации кайнозоя Беларуси. Преобладающая мощность угленосных миоценовых отложений изменяется от 2 до 30 м, иногда достигает 60 м и более (скв. 7045 у д. Тонеж Лельчицкого р-на Гомельской обл.). Залегают они чаще на угленосных отложениях олигоцена, реже — на глауконитово-кварцевых песках и алевритах морского палеогена (харьковская свита), перекрываются глинистой толщей антопольского надгоризонта либо отложениями четвертичной системы.

Наибольшие площади распространения отложений бриневского надгоризонта находятся на территории Подлясско-Брестской впадины, западной части Припятского прогиба и примыкающих к ним структур — Полесской седловины и Белорусской антеклизы (рис. 7.5). Изолированные местонахождения известны в южной части Вилейского погребенного выступа у гг. Молодечно и Логойск, а также в Оршанской впадине у г. Орша.

Угленосные отложения бриневского надгоризонта сложены терригенными и органогенными породами аллювиального, болотного и озерного генезиса. Терригенные породы представлены песками, реже слабосцементированными песчаниками и гравелитами, а также глинами; органогенные образования — бурыми углями низкой степени углефикации. Мощность пластов (залежей) бурого угля сильно варьирует от 0,5—1 до 30 м и более (углепроявления Рожок, Тонеж). На большей части территории распространения отложений в разрезе преобладают песчаные породы.

Состав терригенных пород преимущественно кварцевый, иногда в нижней части разреза с редкими выветрелыми зернами полевого шпата и глауконита. Основными минералами тяжелой фракции песков, в частности Житковичского месторождения бурых углей, являются циркон, ильменит, рутил, магнетит, лейкоксен, турмалин, силлиманит, дистен, эпидот; второстепенными — ставролит, гранат, актинолит (Ажгиревич, Палер, Свченко, 1974; Аношко, 1990).

В полных разрезах миоценовых отложений бриневского надгоризонта залежи углей (на месторождениях и углепроявлениях) перекрываются пачкой глин мощностью 2—16 м, в различной степени каолиновых и углистых на контакте с углем, которые характеризуются отчетливым изменением состава по вертикали (Зайцева, 1987). Площади их распространения, как правило, не выходят за пределы локальных площадей угленакопления (Подлясско–Брестская впадина и запад Припятского прогиба). Эта пачка глинистых пород сформировалась в результате неотектонических движений, вызвавших опускание территории, занятой торфяными боло-

тами, что создало условия для сохранения торфяной залежи.

Соответственно особенностям вещественного состава и палеоботаническим данным бриневский надгоризонт подразделяется на два горизонта – смолярский и букчанский.

Смолярский горизонт (см. рис. 7.5) включает нижнюю часть бриневского надгоризонта. Назван по д. Смолярка Березовского р-на Брестской обл., возле которой находится голостратотип горизонта — скв. 3 (гл. 71,5—108,7 м). В наиболее полных разрезах набор пород следующий: пески кварцевые углистые, глины каолиновые и бурые угли. Изучение минерального состава (Аношко, 1988) показало, что для углей и вмещающих пород характерны одинаковые минералогические ассоциации, как и в целом для терригенно-минералогической провинции юга Беларуси, в которой преобладают ильменит, циркон, лейкоксен, рутил, эпидот. Бурые угли смолярского горизонта образуют 1—4 пласта. По структуре различают рыхлые и плотные, лигнитовые и доплеритовые угли, по вещественно-петрографическому составу — клареновые (условно), дюрено-клареновые и кларено-дюреновые. С отложениями смолярского горизонта связаны все разведанные месторождения бурого угля в Беларуси — Житковичское, Бриневское и Тонежское и большинство углепроявлений. Мощность отложений до 30—40 м, залегают они на глубинах от 25—30 (скважины 02, 3841, Житковичи) до 123 м (скв. 7045, Тонеж). Абсолютные отметки кровли в Припятском прогибе от 30 (скв. 7045, Тонеж) до 110 м (скв. 3837, Житковичи), в Подлясско-Брестской впадине от 82,8 (скв. 3, д. Смолярка) до 101,2 м (скв. 2Г, Кобрин), в Оршанской впадине 113—146 м (углепроявление Днепровка). Имеют широкое распространение на юге территории Беларуси, соответствующее площади развития бриневского надгоризонта.

Палинологически горизонт наиболее полно охарактеризован в голостратотипе (скв. 3, д. Смолярка), где установлена нижняя граница миоцена и определен раннемиоценовый возраст угленосных пород смолярского горизонта (табл. 7.2). Граница олигоцен-миоцен связана со сменой спорово-пыльцевой зоны *Taxodiaceae — Podocarpus — Anacardiaceae* со значительным количеством пыльцы *Taxodiaceae*, *Podocarpus*, *Sciadopitys* и других хвойных пород, высоким содержанием пыльцы *Rhus*, *Myrica*, *Engelhardia*, а также определяемой по искусственной системе классификации (особенно *Tricolporopollenites pseudocingulum (R. Pot.) Thoms. et Pflug)* на палинозону *Betula — Ulmus*, для которой характерно резкое обеднение состава палинофлоры, выпадение наиболее термофильных тропических и субтропических элементов и заметное возрастание роли арктотретичных элементов умеренного климата, отражающие похолодание на границе олигоцен-миоцен (аквитан). По палеокарпологическим материалам с началом миоцена связано развитие глиптостробусовой флоры с характерной ассоциацией *Glyptostrobus borysthenica Dorof. — Tubela lidia T.V. Jakub. — Caricoidea jugata (P. Nikit.) Mai — Boehmeria majuskula T.V. Jakub.*, которая прежде относилась к олигоцену.

Смолярский горизонт охарактеризован 11 палинозонами (см. табл. 7.2), из которых нижние 3 сопоставляются со спорово-пыльцевой зоной II (*Alnipollenites verus*) в Польше (Piwocki, Ziembińska-Tworzydło, 1995), соответствующей аквитанскому похолоданию, а верхние восемь — с зонами III (*Arecipites parareolatus*), IV (*Ulmipollenites*) и V (*Quercoidites henrici*), отвечающими этапу наиболее интенсивного углеобразования в условиях климатического оптимума раннего — начала среднего миоцена.

Семенная флора смолярского горизонта состоит из вымерших видов. Выделены четыре флористических комплекса: Рожок 3—6 (Якубовская, 1994). В самом богатом из них (Рожок 4) определено максимальное для всего миоцена количество видов первого появления и значительное содержание таких форм, как *Magnoliaceae*, *Punica natans (P. Nikit.) Mai*, *Brasenia bresciana Dorof.*, *Epipremnites ornatus (E. Reid et Chandl.) Gregor et Bogner*, *Caricoidea ovale (Dorof.) T.V. Jakub.* и др. Нижнемиоценовая семенная флора из буроугольных отложений коррелируется с флористическими комплексами Биттерфельд, Брандис и Виза, выделенными Д.Г. Маем в буроугольных отложениях Германии (Mai, Walther, 1991; Mai, 1994).

Букчанский горизонт включает надугольные каолиновые глины (от светло- и темно-серых до черных) с тонкими прослоями бурого угля и кварцевых песков. Образует верхнюю часть бриневского надгоризонта на территории Припятского прогиба, Подлясско-Брестской впадины, Полесской седловины и Белорусской антеклизы. Голостратотип — скв. 8553 (гл. 53,7—66,0 м) и скв. 8572 (гл. 67,0—85,3 м), расположенные недалеко от д. Букча Лельчицкого р-на Гомельской обл. на Тонежском буроугольном месторождении. Мощность отложений букчанского горизонта от 2 (скв. 32 у д. Деревная Дрогичинского р-на Брестской обл.) до 16,3 м (скв. 7045, Тонеж). Залегают на глубинах от 34 (у г. Гродно) до 67 м (Тонеж, Белозерск) в понижениях кровли смолярского горизонта. Отметки кровли изменяются от около 50 (скв. 7045, Тонеж) до 71,2 м (скв. 305, Гродно). Перекрываются отложениями антопольского надгоризонта миоцена или более молодыми аккумуляциями, нередко четвертичного возраста.

По данным Т.Б. Рыловой, состав спектров букчанского горизонта (см. табл. 7.2), охарактеризованного 5 палинозонами, проявляет сходство с составом спектров спорово-пыльцевых зон VII (*Iteapollis angustiporatus*) и VIII (*Celtipollenites verus*), выявленных в

Стратиграфическая схема

Общая стратиграфическая шкала: Система	Отдел	Подотдел	Ярус	Региональные стратиграфические подразделения: Надгоризонт	Горизонт	Центральная часть Беларуси (Белорусская антеклиза)
ЧЕТВЕРТИЧНАЯ	ПЛЕЙСТОЦЕН	НИЖНИЙ	КАЛАБРИЙ	ГОМЕЛЬСКИЙ	ВСЕЛЮБСКИЙ	ВСЕЛЮБСКАЯ СВИТА
1,76						
НЕОГЕНОВАЯ	ПЛИОЦЕН	ВЕРХНИЙ	ГЕЛАЗИЙ	КОЛОЧИНСКИЙ	ДВОРЕЦКИЙ	НОВОГРУДСКИЕ СЛОИ Алевриты и глины 5—7 м
			2,60			
			ПЬЯЧЕНЦА			ОЛЬХОВСКИЕ СЛОИ Пески, алевриты, глины 3—5 м
		3,56				
		НИЖНИЙ	ЗАНКЛИЙ		ХОЛМЕЧСКИЙ	КИНЕЛЬСКАЯ СВИТА Глины, пески 2—6 м
	5,32					
	МИОЦЕН	ВЕРХНИЙ	МЕССИНИЙ	АНТОПОЛЬСКИЙ	АСОКСКИЙ	АСОКСКАЯ СВИТА Алевриты, глины серые, темно-серые с зеленоватым оттенком до 7 м
					ДЕТОМЛИНСКИЙ	ДЕТОМЛИНСКАЯ СВИТА Алевриты, глины серые 8—12 м
			7,12			
			ТОРТОН		ЛОЗСКИЙ	ЛОЗСКАЯ СВИТА Глины, алевриты диатомовые, серые с зеленоватым оттенком, темно-серые до черных 10—12 м
		11,2				
		СРЕДНИЙ	СЕРРАВАЛИЙ		БУРНОССКИЙ	БУРНОССКАЯ СВИТА Глины, алевриты, пески углистые черные и коричневато-черные до 9 м
				БРИНЕВСКИЙ	БУКЧАНСКИЙ	ГРОДНЕНСКАЯ СВИТА Пески углистые с прослоями бурого угля, углистых глин и алевритов до 6 м
			14,80			
			ЛАНГИЙ			
		16,4				
		НИЖНИЙ	БУРДИГАЛ		СМОЛЯРСКИЙ	
			20,52			
			АКВИТАН			
23,8						
ПАЛЕОГЕНОВАЯ	ОЛИГОЦЕН	ВЕРХНИЙ	ХАТТ		КРУПЕЙСКАЯ СВИТА	

Возраст, млн лет: 5, 10, 15, 20

Магнетохрон (Полярность): C1n, C1r, C2n, C2r, C2An, C2Ar, C3n, C3r, C3An, C3Ar, C3Br, C4n, C4r, C4An, C4Ar, C5n, C5r, C5An, C5Ar, C5AAr, C5ABr, C5ACn, C5ADn, C5Bn, C5Br, C5Cn, C5Cr, C5Dn, C5Dr, C5En, C5Er, C6n, C6r, C6An, C6Ar, C6AAr, C6Bn, C6Br, C6Cn, C6Cr

неогеновых отложений Беларуси

Корреляция местных стратиграфических подразделений

<table>
<tr><th>Юго-западная часть Беларуси (Подлясско-Брестская впадина, Полесская седловина)</th><th colspan="2">Южная часть Беларуси (Припятский прогиб)</th><th>Юго-восточная часть Беларуси (Брагинско-Лоевская седловна)</th></tr>
<tr><td>БЕРЕЗОВСКАЯ СВИТА</td><td colspan="2">БРЕСТСКИЙ ГОРИЗОНТ</td><td>ГОМЕЛЬСКИЕ СЛОИ</td></tr>
<tr><td>ГРУШЕВСКАЯ СВИТА
Алевриты светло-серые и пески
12—25 м</td><td colspan="3">ДВОРЕЦКАЯ СВИТА (НИЖНЕДВОРЕЦКАЯ ПОДСВИТА)
Глины и алевриты серые и темно-серые, пески 8—30 м</td></tr>
<tr><td rowspan="2">СОКОЛОВСКАЯ СВИТА
Мергель светло-серый и алевриты зеленовато-серые
12—25 м</td><td rowspan="2">ХОЛМЕЧСКАЯ СВИТА</td><td colspan="2">ВЕРХНЕХОЛМЕЧСКАЯ ПОДСВИТА
Глины, гиттии, алевриты, пески 4—8 м</td></tr>
<tr><td colspan="2">НИЖНЕХОЛМЕЧСКАЯ ПОДСВИТА
Пески, алевриты, глины 1—16 м</td></tr>
<tr><td colspan="3">АНТОПОЛЬСКАЯ СВИТА
Глины пестроцветные, преимущественно монтмориллонитовые, пески кварцевые 8—30 м</td><td>АНТОПОЛЬСКАЯ СВИТА
Глины пестроцветные, преимущественно монтмориллонитовые (карьер Городок)
6—8 м</td></tr>
<tr><td>БРИНЕВСКАЯ СВИТА
Пески и алевриты кварцевые, углистые, глины преимущественно каолиновые, пласты бурого угля 12—36 м</td><td colspan="2">БРИНЕВСКАЯ СВИТА
Глины каолиновые, пески и алевриты кварцевые, пласты бурого угля 20—60 м</td><td></td></tr>
</table>

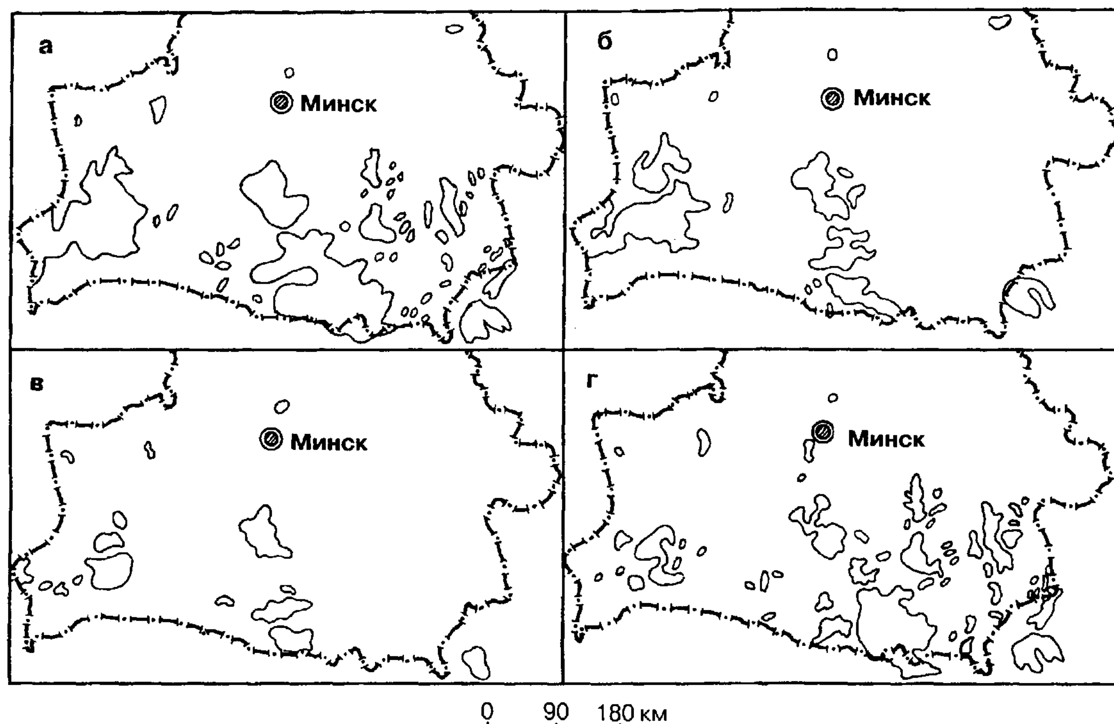


Рис. 7.5. Распространение отложений неогена на территории Беларуси: а — неогена в целом, б — нижнего и части среднего миоцена (смолярский горизонт), в — средней части среднего миоцена (букчанский горизонт), г — верхней части миоцена и плиоцена (по материалам Л.Н. Богомоловой, Т.В. Якубовской, Л.И. Мурашко).

Польше в верхней части адамовской и павловицкой формаций, а также в среднепольской группе пластов, отвечающих среднему миоцену (Piwocki, Ziembińska-Tworzydło, 1995). Спектры палинозон букчанского горизонта могут быть скоррелированы со спектрами СПК I и СПК II, выделенными из уваровских и тамбовских слоев ламкинской свиты (Ананова, Тарасевич, 1977). Таким образом, по палинологическим данным представляется наиболее вероятным среднемиоценовый (лангий — 1-ая половина серравалия, чокрак — 1-ая половина волыни) возраст неогеновых отложений букчанского горизонта. Среднемиоценовый возраст глин определен по результатам палеокарпологического и диатомового анализов (Якубовская и др., 1989; Якубовская, 1994; Хурсевич, 1995). В них выделен дрогичинский флористический комплекс, имеющий сходство с семенной флорой из сосновских слоев ламкинской свиты Окско-Донской равнины, которые П.И. Дорофеев (1988) относит к конке, и флорой Бурсук в Молдове (Негру, 1972). В составе диатомового комплекса в массе присутствуют древние планктонные виды *Aulacoseira* из группы «*prae*» и вымерший вид *Alveolophora jouseana (Moiss.) Moiss.* — зональный вид конца раннего — начала среднего миоцена Восточной России (Моисеева, 1993).

На северо-западном склоне Белорусской антеклизы букчанский горизонт представлен **гродненской свитой**, выделенной Г.И. Горецким в 1967 г. и изученной, в основном, палеокарпологическим методом (Дорофеев, 1967; Якубовская, 1984). Породы гродненской свиты залегают на морских отложениях палеогена и представлены песками с прослоями бурого угля. Своеобразие гродненскому флористическому комплексу придают *Aldrovanda cf. clavata Dorof., Caldesia goretskyi Dorof., Epipremnites reniculus (Ludwig) Mai, Caricoidea ovale (Dorof.) T.V. Jakub., Myrica goretskyi Dorof., Potamogeton firmicarpus T.V. Jakub., Comptonia costata Dorof., Boehmeria nikitinii Dorof.* и другие виды. В Подлясско-Брестской впадине, вероятно, к букчанскому горизонту относится дрогичинский флористический комплекс (Якубовская, 1994).

Антопольский надгоризонт (табл. 7.3) назван по **антопольской свите**, выделенной А.Г. Бер (1961). Образования надгоризонта широко распространены на территории Подлясско-Брестской впадины, Полесской седловины, Припятского прогиба и северо-западного склона Белорусской антеклизы (Зинова, Бурлак, Ажгиревич и др., 1981; Ажгиревич и др., 1996). Палеогеографические и палеоботанические исследования последних лет показали, что отложения антопольской свиты одновозрастны с отложениями большей части белицкой серии.

Среди отложений антопольского надгоризонта на юге территории Беларуси преобладают глины озерного генезиса, преимущественно монтмориллонитовые, плотные, массивные, пластичные, нередко углистые.

Таблица 7.2

Палеоботаническое обоснование стратиграфии нижнего и среднего (часть) миоцена Беларуси

<table>
<tr><th>Отдел</th><th>Подотдел</th><th>Надгоризонт</th><th>Горизонт</th><th>Палинозоны</th><th>Флористические комплексы и палеокарпологические ассоциации</th><th>Диатомовые сообщества</th></tr>
<tr><td rowspan="16">МИОЦЕН</td><td rowspan="5">Средний</td><td rowspan="16">Бриневский</td><td rowspan="5">Букчанский</td><td>Quercus — Ulmus — Carya</td><td rowspan="3">ФК Гродно: Pilularia miocenica Dorof. — Scirpus tertiaerus Dorof. — Potamogeton firmicarpus T.V. Jakub. — Myrica goretskyi Dorof. — Comptonia costata Dorof. — Sparganium noduliferum C. et E.M. Reid — Alismataceae gen. — Typha sp.</td><td rowspan="2"></td></tr>
<tr><td>Betula — Nyssa</td></tr>
<tr><td>Pinus — Quercus — Ulmus</td><td>Aulacoseira ambigua (Grun.) Sim. — разнообразные виды Fragilaria sensu lato</td></tr>
<tr><td>Quercus — Castanea — Ulmus</td><td>ФК Дрогичин: Pilularia miocenica Dorof. — Naumburgia cupulisperma Negru — Alismataceae gen. — Typha sp.</td><td></td></tr>
<tr><td>Quercus — Nyssa</td><td>Pilularia miocenica Dorof. — Alismataceae gen.</td><td>Alveolophora jouseana (Moiss.) Moiss. — Aulacoseira praegranulata (Jousé) Sim. с разновидностями</td></tr>
<tr><td rowspan="11">Нижний</td><td rowspan="11">Смолярский</td><td>Pinus — Quercus — Tricolporopollenites exactus — Rosaceae</td><td rowspan="5">ФК Рожок 6: Pinus sp. — Taxodiaceae gen. — Typha sp. — Azolla cf. interglacialis P. Nikit.
ФК Рожок 5: Brasenia bresciana Dorof. — Pinus sp.; Brasenia bresciana Dorof. — Caricoidea ovale Dorof.; Pinus sp. — Brasenia dorofeevii T.V. Jakub.</td><td rowspan="11"></td></tr>
<tr><td>Pinus — Tricolporopollenites pseudocingulum — Quercoidites henrici</td></tr>
<tr><td>Quercus — Pinus — Taxodiaceae</td></tr>
<tr><td>Pinus — Ericaceae</td></tr>
<tr><td>Alnus</td></tr>
<tr><td>Taxodiaceae — Tricolporopollenites pseudocingulum — Quercoidites henrici — Araliaceoipollenites euphorii</td><td>ФК Рожок 4: Caricoidea ovale Dorof. — Brasenia bresciana Dorof. — Trapa sp. — Pinus sp.; Punica natans (P. Nikit.) Mai — Sequoia sp.; Brasenia dorofeevii T.V. Jakub. — B. bresciana Dorof. — Caldesia proventitia P. Nikit.</td></tr>
<tr><td>Quercus — Myrica — Alnus</td><td rowspan="5">ФК Рожок 3: Myrica sphaeroidea T.V. Jakub. — Caricoidea jugata (P. Nikit.) Mai — Boehmeria majuskula T.V. Jakub.; Glyptostrobus borysthenica Dorof. — Tubela lidiae T.V. Jakub. — Caricoidea jugata (P. Nikit.) Mai — Boehmeria majuskula T.V. Jakub.</td></tr>
<tr><td>Quercus — Liquidambar — Arceuthobium</td></tr>
<tr><td>Betula — Corylus — Nyssa</td></tr>
<tr><td>Taxodiaceae — Engelhardtia — Anacardiaceae</td></tr>
<tr><td>Betula — Ulmus</td></tr>
</table>

41. Зак. 5046

Окраска глин меняется снизу вверх по разрезу от темно-серой, почти черной, до светло-зеленовато-серой, голубовато- и желтовато-серой, иногда с охристыми и малиновыми пятнами (пестроцветные глины). Глинистое вещество составляет 65—70 %, обломочные — 30—35 % (Зайцева, 1987). Обломочный материал: зерна кварца, редко полевого шпата; акцессорные минералы — ильменит, лейкоксен, рутил, турмалин, циркон и др. В основании надгоризонта часто присутствует пачка песков кварцевых, мелкозернистых, хорошо сортированных, с редким гравийными зернами речного генезиса. Мощность надгоризонта 8—20 м, максимальная до 50 м. Подстилающими породами чаще всего служат образования букчанского и смолярского горизонтов, реже харьковской и киевской свит палеогена, на которых аккумуляции антопольского надгоризонта залегают трансгрессивно.

В центральной части Беларуси, в пределах Белорусской антеклизы антопольский надгоризонт представлен толщей аллювиальных и подпрудно-аллювиальных (озерно-аллювиальных) отложений бурносской (прежняя гродненская, славичская свита), лозской, детомлинской и нижней части асокской свит белицкой серии (Горецкий, 1977, 1980). Это ритмично построенная толща, в которой чередуются горизонтально-слоистые алевриты и глины с прослойками песка, цвет которых снизу вверх по разрезу меняется от темно-серого, почти черного, до пепельно-серого и зеленовато-серого. Мощность этих отложений в изученных разрезах от 7,5 (скв. 304, д. Александрово у г. Гродно) до 33,2 м (скв. 107 у д. Кривичи Лидского р-на Гродненской обл.). Отложения заполняют долины палеорек, врезавшиеся до глубины 50 м, которые впадали в антопольское озеро на юге Беларуси и подпруживались при поднятии его уровня. Перекрыта эта толща плиоценовыми и нижнечетвертичными отложениями.

Антопольский надгоризонт в предлагаемой схеме включает четыре горизонта, соответствующие свитам, — бурносский, лозский, детомлинский и асокский.

Бурносский горизонт соответствует **бурносской свите** с голостратотипом в скв. 104 у д. Бурносы (гл. 80,4—86,0 м) Лидского р-на Гродненской обл. (относилась к гродненской свите в работах Г.И. Горецкого (1980) и Т.Б. Рыловой (1980) и к славичской свите в работе Т.В. Якубовской (1984) и скв. 7293 у д. Бол. Малишев (гл. 20,1—22,9 м) Столинского р-на Брестской обл. В палеоботанически изученных разрезах отложения свиты залегают на абсолютных отметках от 59,5 (скв. 116, д. Красная Слобода) до 108 м (скв. 7293, д. Бол. Малишев) на западе Припятского прогиба и от 43,9 (скв. 104, д. Бурносы) до 45,6 м (скв. 304, Гродно) на Белорусской антеклизе. Отложения горизонта представлены кварцевыми песками, алевритами и углистыми глинами. В составе глинистых минералов каолинит составляет 75 %, монтмориллонит 15, гидрослюда 10 % (скв. 7293). Мощность отложений 2,8—9 м. Залегают в основании антопольского надгоризонта: в днищах эрозионных врезов на гл. 68—112 м (скважины 107, д.Кривичи Лидского р-на Гродненской обл. и 405, д. Ливье Дзержинского р-на Минской обл.), в погребенных озерных котловинах на юге территории Беларуси на гл. 20 м и менее.

Выявлены отложения бурносского горизонта в немногих разрезах в пределах Белорусской антеклизы (скважины 304, д. Александрово; 104, д. Бурносы; 149, д. Журавельники Новогрудского р-на и 405, д. Ливье Дзержинского р-на) и Припятского прогиба (скважины 67, д. Кривичи и 116, д. Веска на Краснослободском углепроявлении, 7293 на Малишевском углепроявлении и 8572 на Тонежском месторождении бурого угля).

В горизонте выделено 5 палинозон (см. табл. 7.3). Нижняя из них (*Betula* — *Alnus* — *Quercus*) характеризует ***малишевские слои*** в основании бурносского горизонта и отражает заметное похолодание климата. Состав спектров остальных палинозон свидетельствует о потеплении и увлажнении климата, что может соответствовать второму климатическому оптимуму среднего миоцена, с которым увязывается бессарабский горизонт (Зубаков, 1990).

Пыльцевые зоны бурносского горизонта коррелируются с IX спорово-пыльцевой зоной (*Tricolporopollenites pseudocingulum*) в Польше, приуроченной к верхней части звена серых глин в низах познаньской формации (Piwocki, Ziembińska-Tworzydło, 1995). Имеется сходство и с составом спектров фазы IV, выявленной О. Кольман-Адамской в разрезах северо-западной Польши. Эта фаза также отражает климатический оптимум среднего миоцена (Kohlman-Adamska, 1993).

Состав спектров палинозон бурносского горизонта сходен с раннесарматским комплексом юга Русской равнины (Ананова, 1974), а также палинокомплексом III, характеризующим сосновскую подсвиту ламкинской свиты на Окско-Донской равнине, соответствующую времени значительной раннесарматской трансгрессии (Ананова, Тарасевич, 1977; Стратиграфия ..., 1986).

Для семенной флоры бурносского (славичского) флористического комплекса (Якубовская, 1984, 1994) характерны как виды, унаследованные от гродненского комплекса, так и виды, появившиеся впервые с этого уровня и являющиеся многочисленными в отложениях антопольского надгоризонта Понеманья (*Azolla poltavica Dorof.*, *Salvinia cf. petri Dorof.*, различные *Alismataceae*, *Scirpus cf. mucronatus L.*, *Mneme reidii Kantemir*, *Brasenia pripiatensis Dorof.* и др.).

В составе диатомовой флоры рассматриваемого горизонта превалируют планктонные виды *Aulacoseira praedistans (Jousé) Sim.*, *A. praegranulata (Jousé) Sim.*, *A. praeislandica (Jousé) Sim.*, их формы, изогнутые по вертикальной оси (Логинова, 1978), и *Actinocyclus*

Таблица 7.3

Палеоботаническое обоснование стратиграфии среднего (часть) и верхнего миоцена Беларуси

Отдел	Подотдел	Надгоризонт	Горизонт	Палинозоны	Флористические комплексы и палеокарпологические ассоциации	Диатомовые сообщества
Миоцен	Верхний	Антопольский	Асокский	*Pinus — Betula — Alnus — NAP*	ФК Асоки 1: *Salvinia glabra P. Nikit. — S. tuberculata P. Nikit. — Azolla pseudopinnata P. Nikit. — Sagittaria sp. — Alismataceae gen. — Scirpus tertiaerus Dorof.*	
			Детомлинский	*Pinus — Betula — Alnus — Quercus — Poaceae*	ФК Детомля: *Salvinia cf. petri Dorof. — Pinus sp. — Alismataceae gen. — Potentilla pliocenica E.M. Reid; Salvinia cf. petri Dorof. — Alismataceae gen. — Betula sp. — Pinus sp. — Rumex maritimus L.*	*Actinocyclus krasskei Bradbury & Krebs — Tetracyclus lacustris Ralfs — Tabellaria celatom Khurs. — T. flocculosa (Roth.) Kütz. — Eunotia aff. lavrovii Tscher. — Pinnularia viridis (Nitzsch.) Ehr. — Cymbella aspera (Ehr.) Cl.*
			Позский	*Pinus s/g Diploxylon — Taxodiaceae — Quercus — Poaceae*	ФК Позы: *Salvinia cf. petri P. Nikit. — Azolla aspera var. sulajensis Dorof. — Typha sp. — Scirpus cf. palibini P. Nikit.; Brasenia pripiatensis Dorof. — Scirpus e gr. melanospermus C.A. Mey — Myriophyllum parvicarpum Dorof. - Azolla parvula Dorof. — Typha miocenica Dorof.*	*Aulacoseira* из группы *“prae” — Pseudoaulacosira moisseevae (Lupik.) Lupik. & Khurs. — Actinocyclus aff. muticus Khurs. & Rehak. — A. krasskei Bradbury & Krebs — Mesodictyon nemanensis (Khurs.) Khurs. — Tabellaria celatom Khurs. — T. poretzkiae Log. & Khurs. — Eunotia goretskyi Khurs. — Actinella brasiliensis Grun.*
	Средний		Бурносский	*Pinus s/g Haploxylon — Podocarpus — Taxodiaceae — Quercus*	ФК Бурносы: *Azolla parvula Dorof. — Salvinia cf. petri Dorof.; Azolla poltavica Dorof. — Salvinia cf. petri Dorof. — Brasenia sp. — Typha sp. — Alismataceae gen.*	*Aulacoseira praegranulata (Jousé) Sim.* с разновидностями и *f. curvata — Actinocyclus aff. muticus Khurs. & Rehak.*
				Quercus — Alnus	*Hartziella miocenica Szafer — Decodon cf. europaeus Dorof. — Selaginella tertiaria Dorof. — Salvinia cf. ruthenica Dorof.; Salvinia cf. petri Dorof. — Selaginella tertiaria Dorof. — Azolla poltavica Dorof.*	
				Pinus — Quercus — Castanea — Alnus	*Cladium europaeum Dorof. — Stratiotes intermedius Chandl. — Decodon cf. europaeus Dorof.*	
				Quercus — Fagus — Carpinus — Corylus	*Cladium sp. — Salvinia cf. petri Dorof.*	
				Betula — Alnus — Quercus	ФК Пружаны: *Salvinia miocenica Dorof. var. crispa Dorof. — Selaginella tertiaria Dorof. — Scirpus longispermus Dorof.*	

aff. muticus Khurs. et Řehák., указывающие на трансгрессивное состояние палеоводоемов. Приведенный комплекс диатомей наиболее сопоставим со среднемиоценовым диатомовым комплексом, известным из южной Богемии (Хурсевич, Ржегакова, 1994).

Лозский горизонт представлен **лозской свитой** и частью **антопольской свиты** на юге территории Беларуси. Голостратотип — скв. 120 у д. Лозы Новогрудского р-на Гродненской обл., гл. 108,8—123,3 м. Прежде рассматривался в составе отложений белицкой серии плиоцена (Горецкий, 1980; Решения ..., 1983). Отнесен к миоцену на основании результатов палинологического и диатомового методов исследований и корреляции их с аналогичными отложениями на соседних территориях.

Лозский горизонт слагают алевриты и глины темно-серые до черных, диатомовые мощностью 10—12 м. Залегают на породах бурносского горизонта, мела и палеогена на гл. 75—132 м в пределах Белорусской антеклизы и на гл. 11,5 м в Припятском прогибе (скв. 7293, д. Бол. Малишев). Отметки кровли колеблются в пределах от 48,2 (скв. 120, д. Лозы) до 116,9 м (скв. 7293, д. Бол. Малишев). Распространены отложения горизонта у Гродно (скв. 304, д. Александрово), Бол. Берестовицы (скв. 26, д. Бергели), Новогрудка, Вселюба и Лиды (скважины 120, д. Лозы; 104, д. Бурносы; 108, д. Асоки и др.), Бол. Малишева (скв. 7293) и др.

В отложениях лозского горизонта выделена одна палинозона *Pinus s/g Diploxylon — Taxodiaceae — Quercus — Poaceae*. Возможна ее корреляция с частью X спорово-пыльцевой зоны (*Nyssapollenites*) на территории Польши, соответствующей средней части глин познаньской формации и отвечающей сармату s. st. и нижней части паннона (Piwocki, Ziembińska-Tworzydło, 1995).

Имеется также сходство с комплексами, описанными Е.Н. Анановой (1974) для верхней части среднего сармата и из мэотических отложений юга Русской равнины.

О позднемиоценовом возрасте отложений лозского горизонта свидетельствуют также данные палеокарпологических и диатомовых исследований. В составе семенной флоры к руководящим видам принадлежат: *Azolla poltavica Dorof., A. aspera Dorof. var. sulajensis Dorof., A. aspera Dorof. var. pulchella Dorof.* и *Scirpus palibini P. Nikit.* Присутствуют теплолюбы *Trapa, Nymphaea, Aldrovanda* и др. При первом знакомстве с флорой лозской свиты П.И. Дорофеев отметил, что в ней преобладают формы, типичные для конца сармата и мэотиса.

Группа вымерших к плиоцену видов диатомей в лозской свите представлена *Pseudoaulacosira moisseevae (Lupik.) Lupik. et Khurs.*, впервые выявленной из эрмановской свиты верхнего миоцена Западной Камчатки (Лупикина, Хурсевич, 1991), *Actinocyclus krasskei Bradbury & Krebs* (=*Coscinodiscus miocaenicus Krasske*), выделенной из осадочных образований тортонского яруса Германии, *Mesodictyon nemanensis (Khurs.) Khurs.* и др. Вообще разнообразные виды *Mesodictyon* зафиксированы пока только в отложениях верхнего миоцена (Krebs et al., 1987; Fourtanier, Gasse, 1988; Serieysso, Gasse, 1991; Krebs, 1994) и в более молодых породах плиоцена не обнаружены. В лозском диатомовом комплексе характерно присутствие некоторых тепловодных экзотов, современный ареал распространения которых приурочен к тропическим и субтропическим широтам.

Детомлинский горизонт соответствует **детомлинской свите** и коррелятным ей осадкам **антопольской свиты**. Голостратотип — скв. 119 у д. Детомля Новогрудского р-на Гродненской обл., гл. 88,6—93,3 м. Отложения горизонта — алевриты серые, чередующиеся с глинами темно-серыми, содержащими большое количество отпечатков листьев, также были отнесены к белицкой серии плиоцена (Горецкий, 1977). В антопольской свите ему принадлежит, возможно, верхняя часть отложений с листовой флорой (Бер, 1961). Мощность отложений горизонта 8—10 м. Залегают в верхней части толщи, заполняющей погребенные миоценовые долины, иногда выходя за борта долин. Глубина залегания кровли от 77,8 (скв. 8, д. Шахновщина) до 126,7 м в дислокациях (скв. 108, д. Асоки Новогрудского р-на). Абсолютные отметки кровли в известных разрезах от 11,3 (скв. 108, д. Асоки) до 57,1 м (скв. 120, д. Лозы). Палеоботанически изученные разрезы находятся в пределах Белорусской антеклизы (скважины 304, Гродно; 119, д. Детомля; 120, д. Лозы и др.).

В отложениях детомлинского горизонта выделена палинозона *Pinus — Betula — Alnus — Quercus — Poaceae*. Состав спектров идентичен спектрам верхнемиоценового комплекса, описанного С.С. Маныкиным (1966) для юга Беларуси. В Польше данной палинозоне может соответствовать верхняя часть палинозоны *Nyssapollenites*, предшествующая значительному похолоданию (Piwocki, Ziembińska-Tworzydło, 1995). Об этом же свидетельствуют результаты палеокарпологического и диатомового анализов.

Среди макрофитов в детомлинском флористическом комплексе исчезли некоторые теплолюбы, присутствующие в лозском горизонте, и впервые в неогене появились современные виды. К руководящим в комплексе относятся виды первого появления: *Salvinia miocenica Dorof., Pilularia pliocenica Dorof., Potamogeton sivkovense Dorof., P. palaeorutilus T.V. Jakub., Groenlandia palaeodensa Dorof., Caulinia reticulata Dorof., C. palaeotenuissima Dorof., Alisma tenuicarpum Dorof., Stratiotes intermedius (Hartz) Chandl., Scirpus longispermus Dorof., Brasenia tanaitica Dorof., Myriophyllum pliocenicum T.V. Jakub.* и др.

В составе диатомей детомлинской свиты резко падает содержание видов *Actinocyclus*, значительно со-

кращается качественное разнообразие родов *Tetracyclus*, *Fragilaria sensu lato*, *Eunotia*, *Pinnularia*, *Navicula* и др. Из вымерших представителей в диатомовой флоре сохранились *Tabellaria celatom Khurs.*, *Eunotia goretskyi Khurs.*, *E. aff. lavrovii Tscher.* и некоторые другие виды. Кроме того, сведено до минимума содержание тепловодных экзотов (Khursevich, 1982).

Асокский горизонт соответствует нижней части **асокской** и верхам **антопольской свиты**. Голостратотип — скв. 108 у д. Асоки Новогрудского р-на Гродненской обл., гл. 119,8—126,7 м, отметка кровли 27,6 м, в котором горизонт представлен серыми горизонтально-слоистыми алевритами и глинами, в отдельных прослойках темно-серых, зеленоватых, желто-серых и табачно-серых тонов окраски. Соответствующие отложения антопольской свиты сложены пестроцветными глинами, не содержащими растительных фоссилий.

Палеоботанически изучен в единственном разрезе. Выявленная палинозона *Pinus — Betula — Alnus — NAP* может быть скоррелирована со спорово-пыльцевой зоной XI (*Betulapollenites — Cyperaceaepollis*), выделенной в верхней части познаньской формации. Соответствующие отложения, по мнению польских исследователей, могут отвечать второй половине позднего миоцена, т. е. мессинию (Piwocki, Ziembińska-Tworzydło, 1995).

Семенная флора асокской свиты в стратотипическом разрезе скв. 108 не изучена. В других разрезах выделен флористический комплекс Асоки 1 из нижнеасокской подсвиты (Якубовская, 1984), включающий 73 % вымерших видов, из них к руководящим видам первого появления принадлежат лишь два (*Potamogeton longistylus Dorof.* и *Scirpus pliocenicus Szafer*), расцвет которых связан с холмечским плиоценом.

Плиоцен

Колочинский надгоризонт (табл. 7.4, рис. 7.6) назван по д. Колочин Речицкого р-на Гомельской обл., расположенной в зоне широкого распространения плиоценовых отложений на территории Брагинско-Лоевской седловины. Они детально изучены здесь в разрезах у дд. Холмеч, Дворец и Колочин (Плиоцен ..., 1987).

В указанном районе надгоризонт представлен наиболее полными разрезами. Его слагают породы трех аллювиально-седиментационных циклов — пески, глины, сапропелиты и алевриты, общей мощностью 8—24 м. Первый (нижний) цикл соответствует отложениям нижнехолмечской, второй — верхнехолмечской подсвите холмечской свиты, третий — дворецкой свите. В других регионах Беларуси на территории Белорусской антеклизы, Полесской седловины и Подляско-Брестской впадины плиоценовые отложения представлены аллювиальными и озерно-аллювиальными песками, алевритами, глинами и мергелями мощностью до 25—52 м.

Вещественный состав песчано-алевритовых и глинистых отложений плиоцена в целом обладает выраженной однородностью и устойчивостью основных признаков, что можно рассматривать как следствие долговременного питания за счет одних и тех же близких по генезису и составу источников в условиях циклически колебавшегося режима аллювиального и аллювиально-озерного осадконакопления (Плиоцен ..., 1987).

Песчаные отложения плиоценовых свит различаются по гранулометрическому составу. Минералогический анализ показал, что основными минералами легких фракций являются кварц, полевые шпаты, мусковит. Ведущие тяжелые минералы образуют характерную для палеоген-неогеновых континентальных образований Восточно-Европейской платформы терригенно-минералогическую ассоциацию: ильменит, метаморфические минералы (дистен + силлиманит + ставролит), циркон, лейкоксен, рутил, турмалин. Содержание отдельных минералов ведущей ассоциации неодинаково и обнаруживает признаки эволюционной ритмичности. Состав глинистого вещества, как правило, существенно монтмориллонитовый.

Распространены отложения колочинского надгоризонта в пределах площадей развития более древних аккумуляций неогена, но в отличие от них явно тяготеют к долинам современных рек, таких как Днепр, Припять, Случь, Неман, Щара и Зельвянка (см. рис. 7.6). Колочинский надгоризонт включает два горизонта — холмечский и дворецкий с ольховскими слоями в основании.

Холмечский горизонт соответствует **холмечской свите** на территории Брагинско-Лоевской седловины, а также отложениям, отнесенным Г.И. Горецким к **кинельской свите** на западном склоне Белорусской антеклизы (у г. Гродно) и **соколовской свите** в Подлясско-Брестской впадине и на Полесской седловине. Голостратотип горизонта — скв. 4 (гл. 28,1—30,65 м) и скв. 5 у д. Холмеч (1,4—9,6), шурф 2 (гл. 0,05—1,15 м) в местонахождении Холмеч 1 (Зинова, Рылова, Якубовская, 1981; Ажгиревич и др., 1996). Отложения нижнехолмечской подсвиты представлены русловыми, пойменными и старичными фациями аллювия, общей мощностью до 16 м. Верхнехолмечскую подсвиту слагают пески, глины и алевриты, иногда в кровле сменяющиеся песчанистой гиттией, мощностью 4—8 м. Отложения холмечского горизонта выходят на поверхность в долине р. Днепр у д. Холмеч, в скважинах вскрыты на глубинах до 55—81 м и глубже (в гляциодислокациях). В ненарушенном положении в стратотипическом разрезе кровля их залегает на отметках 88,8—92,2 м. Подстилаются породами миоцена и плиоцена.

Свита охарактеризована двумя палинозонами, полученными из двух подсвит (см. табл. 7.4). Для нижнехолмечской подсвиты, изученной по нескольким скважинам и расчисткам, описана палинозона *Pinus —*

Таблица 7.4

Палеоботаническое обоснование стратиграфии плиоцена Беларуси

Отдел	Подотдел	Надгоризонт	Горизонт	Палинозоны	Флористические комплексы и палеокарпологические ассоциации
П л и о ц е н	Верхний	К о л о ч и н с к и й	Дворецкий	*Pinus — Picea — Betula — NAP*	ФК Дворец (Асоки 2): *Caulinia paleotenuissima Dorof. — C. minor All. — Scirpus atroviroides Dorof. — Elatine hydropiperoides Dorof. et Wieliczk. — Selaginella reticulata Dorof. et Wieliczk. — Alisma minima (P. Nikit.) Dorof. — Lysimachia nikitini Dorof. — Eleocharis praemaximowiczi Dorof. — Betula felixi Dorof.; Scirpus atroviroides Dorof. — Lycopus pliocenicus Dorof. — Trapa sp. — Potamogeton digynoides Dorof. — Elatine hydropiperoides Dorof. et Wieliczk. — Chenopodium rubrum L. — Selaginella reticulata Dorof. et Wieliczk.*
				NAP — Betula — Pinus	ФК Ольховка: *Salvinia glabra P. Nikit. — S. cf. petri P. Nikit. — Azolla pseudopinnata P. Nikit.; Selaginella selaginoides (L.) Link — S. borysthenica Dorof. et Wieliczk. — S. tetraedra Wieliczk. — Azolla pseudopinnata P. Nikit.; Betula — Andromeda polifolia L. — Caulinia paleotenuissima Dorof. — Scirpus atroviroides Dorof. — Selaginella selaginoides (L.) Link*
	Нижний		Холмечский	*Quercus — Castanea — Betula — Tilia — Fraxinus*	ФК Холмеч 2: *Salvinia glabra P. Nikit. — Azolla pseudopinnata P. Nikit. — Typha aspera Dorof. — Potamogeton longistylus Dorof. — Najas major All. — Caulinia paleotenuissima Dorof. etc.; Caulinia paleotenuissima Dorof. — Scirpus pliocenicus Szafer — Ludwigia sp.; Salvinia tuberculata P. Nikit. — Typha aspera Dorof. — Najas marina L. — Decodon bashkiricus Dorof. — Brasenia tanaitica Dorof. + B. tuberculata C. et E.M. Reid*
				Pinus — Sequoia — Quercus — Betula	ФК Холмеч 1: *Salvinia glabra P. Nikit. — Azolla pseudopinnata P. Nikit. — Decodon bashkiricus Dorof. — Lycopus pliocenicus Dorof. — Ludwigia sp. — Typha pseudoovata Dorof. — Selaginella reticulata Dorof. et Wieliczk.; Salvinia cf. petri Dorof. — Azolla pseudopinnata P. Nikit. var. elegans Dorof. — Hartziella sp. — Taxodiaceae gen.; Salvinia cf petri Dorof. — Pilularia plioce-nica Dorof. — Dulichium vespiforme C. et E.M. Reid*

Sequoia — Quercus — Betula, которая коррелируется со спорово-пыльцевой зоной XIII (*Sequoiapollenites*) в Польше, соответствующей нижнему плиоцену (занклию, брунсуму) и относящейся к средней части гоздницкой формации, а, возможно, к верхней части познаньской формации (звену iłów płomenistych) (Piwocki, Ziembińska-Tworzydło, 1995). Имеется также сходство с комплексами кинельской свиты (Ананова, 1960). Палеокарпологическая характеристика подсвиты по разрезам скважин 5, 6 и 7 у дд. Холмеч и Дворец и обоснование ее раннеплиоценового возраста даны Т.В. Якубовской (1982, 1984).

Верхняя подсвита холмечской свиты изучена палинологически по шести скважинам и одному шурфу и охарактеризована палинозоной *Quercus — Castanea — Betula — Tilia — Fraxinus*. Выделенная палинозона сопоставима со спорово-пыльцевой зоной XIV (*Fagus-pollenites*) в Польше (Piwocki, Ziembińska-Tworzydło, 1995), а также с фазой I, изученной и описанной Л. Стухликом по разрезу Rózce в Центральной Польше, коррелируемой с ревером Западной Европы (Stuchlik, 1987, 1994). Семенная флора верхнехолмечской подсвиты изучена в обнажениях и скважинах у дд. Холмеч, Дворец и Колочин, она хорошо сопоставляется с флорой ревера и симбугинской флорой Башкирии, на основании чего относится к раннему акчагылу — началу позднего плиоцена (Дарафееў, Велічкевіч, 1971; Дорофеев, 1971; Зинова, Якубовская, 1977; Фауна ..., 1977; Якубовская, 1978, 1982).

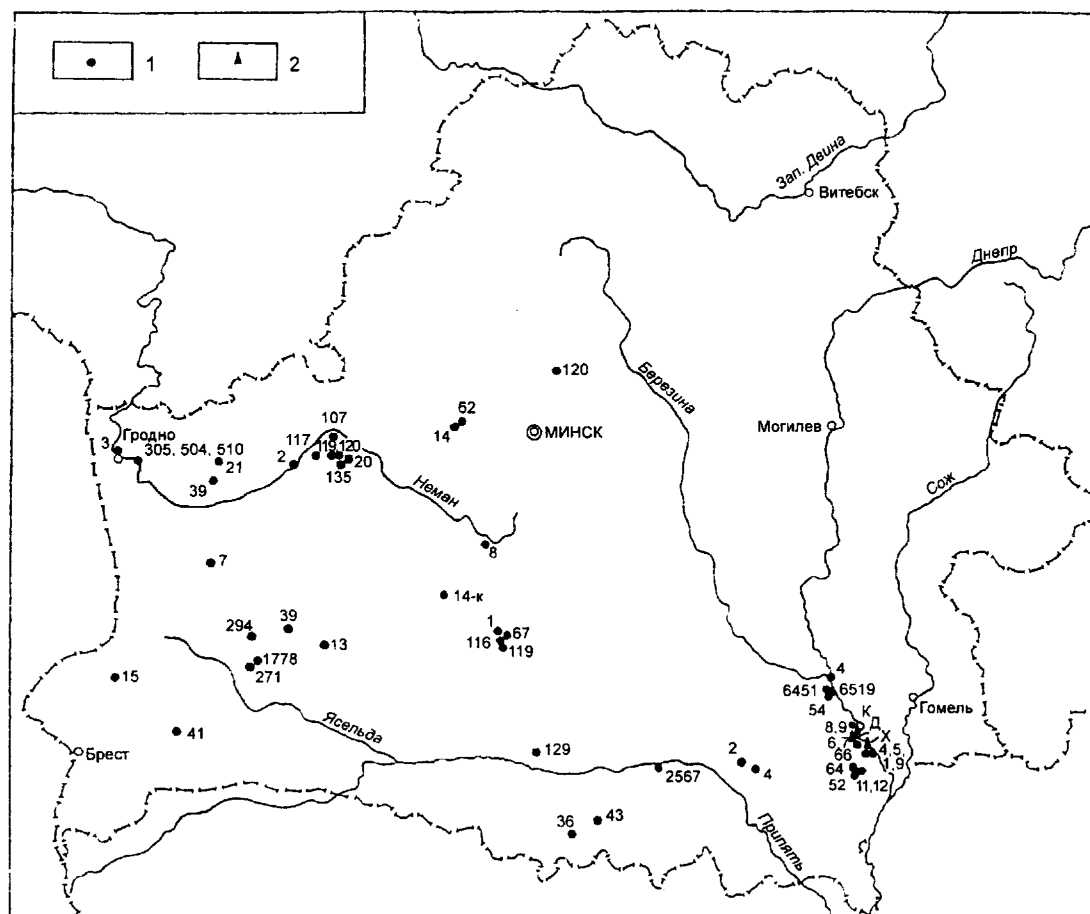


Рис. 7.6. Расположение разрезов плиоцена (колочинский надгоризонт), изученных палеоботаническими методами. Составили В.В. Межуева, Т.Н. Рылова, Т.В. Якубовская.

1 — скважины и их номера: Брестская область — 13 (д. Сенкевичи), 15 (д. Долбнево), 39 (д. Хороша), 41 (д. Худлин), 271 (г.п. Коссово), 1778 (д. Бронная Гора); Гомельская область — 1, 4, 5, 9, 10, 66 (д. Холмеч), 2 (д. Шничи), 4 (г. Калинковичи), 4 (д. Смычек), 6, 7 (д. Дворец), 8, 9 (д. Колочин), 11 (д. Краснополье), 12 (д. Артуки), 36 (д. Люденевичи), 6451, 6519 (д. Глыбов); Гродненская область — 2 (д. Табола), 3 (д. Пышки), 7 (г.п. Зельва), 220 (д. Бенин), 21 (д. Стародворцы), 39 (р. Щара), 107 (д. Кривичи), 117 (д. Ямицы), 119 (д. Детомля), 120 (д. Логоза), 120 (д. Лозы), 135 (д. Кремушевка), 304, 305, 504, 510 (д. Александрово); Минская область — 1 (д. Красная Слобода), 8 (д. Щахновщина), 14-К (д. Бор), 14 (д. Хомичи), 62 (д. Провжалы), 67 (д. Кривичи), 116 (д. Вёска), 119 (д. Поварчицы).

2 — опорные разрезы Гомельской области: К — Колочин, Д — Дворец, Х — Холмеч.

На территории Белорусской антеклизы к холмечскому горизонту принадлежат отложения подпрудного аллювия у г. Гродно, сложенные песками, алевритами, углистыми глинами и сапропелитами, имеющие сходство строения и состава с кинельской свитой Палео-Волги и Палео-Камы (Горецкий, 1967). Плиоценовый возраст этих отложений определен П.И. Дорофеевым (1967) по составу ископаемой флоры, изученной у дд. Александрово и Сивково Гродненского р-на по скважинам 504 и 510, позднее Т.В. Якубовской по разрезам скважин 303—305. Залегают отложения кинельской свиты на глубинах от 42,5—46,2 до 75,1—80,8 м. Из них получена семенная флора, содержащая такие характерные кинельские виды, как *Azolla pseudopinnata P. Nikit.*, *Salvinia glabra P. Nikit.*, *Caulinia palaeotenuissima Dorof.*, *Dulichium vespiforme C. et E. Reid*, *Potentilla pliocenica E. Reid* и ряд других, известных во флористическом комплексе Холмеч 2 (см. табл. 7.4). В разрезе скв. 305 в интервале глубин 53,43—55,36 м выделена палинозона, которая по составу спектров сходна с палинозоной верхнехолмечской подсвиты юго-востока Беларуси. Приведенные палеоботанические данные позволяют кинельскую свиту окрестностей г. Гродно относить к холмечскому горизонту плиоцена.

Соколовская свита выделена по материалам А.Ф. Бурлак (Граница ..., 1983; Решения ..., 1983). Она представлена мергелем светло-серым, горизонтально-слоистым, с растительными остатками. Мощность от 8 до 52 м. Лектостратотип — скв. 294 у д. Коссово Ивацевичского р-на Брестской обл. (гл. 94,0—146,5 м), па-

линологически охарактеризованный А.Ф. Бурлак. Палинокомплекс этой свиты получен также в скв. 271 у д. Речица Березовского р-на Брестской обл. (гл. 51,9—59,9 м). Возраст определен как раннеплиоценовый (Граница ..., 1983). Судя по составу спорово-пыльцевого комплекса А, выявленного здесь А.Ф. Бурлак, он может быть скоррелирован с палинозоной нижнехолмечской подсвиты.

Дворецкий горизонт соответствует **дворецкой свите** на территории Брагинско-Лоевской седловины, **грушевской свите** на территории Подлясско-Брестской впадины и Полесской седловины, ***ольховским*** и ***новогрудским слоям*** с флорой на территории Белорусской антеклизы. В настоящей работе дворецкая свита рассматривается в объеме бывшей нижнедворецкой подсвиты в понимании Р.А. Зиновой (Плиоцен ..., 1987), так как верхнедворецкая подсвита отнесена к вселюбскому горизонту нижнего плейстоцена (эоплейстоцена). Голостратотип горизонта — расчистка 1 у д. Дворец (гл. 0,0—1,75 м).

Отложения горизонта представлены песками, глинами и алевритами с растительными остатками, мощностью 3—8 м. Выходят на дневную поверхность в долине р. Днепр у д. Дворец, на остальной территории залегают на глубинах от 69 (скв. 13 у д. Сенкевичи Ивацевичского р-на) до 135,0 м (скв. 120, д. Лагоза, Логойская астроблема). В разрезе Дворец залегают с отметок 95,8—96,6 м, в Подлясско-Брестской впадине встречены на отметке 88,0 (скв. 13, д. Сенкевичи), на северо-западе Припятского прогиба — 94,6 м (скв. 116, д. Красная Слобода). Подстилаются более древними отложениями неогена, нередко холмечского горизонта, а также породами палеогена и мела. Перекрываются аллювиальными, озерными и ледниковыми образованиями четвертичной системы.

Отложения свиты охарактеризованы палинозоной *Pinus — Picea — Betula — NAP*, которая соответствует фазе III, описанной Л. Стухликом по ряду разрезов на территории Польши (разрезы Rózce, Ponurzyca, Kaczórwck), коррелируемых с тегеленом или большей частью верхнего гелазия (Stuchlik, 1987, 1994). Много общего она имеет с комплексами верхнего акчагыла в средней полосе Русской равнины (Ананова, 1960). Семенная флора дворецкой свиты изучалась многократно, и всеми исследователями ее возраст определяется как позднеакчагыльский, тегеленский (Величкевич, 1975, 1990; Якубовская, 1982; Дорофеев, 1986).

Ольховские слои с флорой выделены Г.И. Горецким (1977, 1980) как часть асокской свиты в разрезе скв. 120 у д. Лозы Новогрудского р-на Гродненской обл. (гл. 92,6—96,2 м, отметка кровли 64,4 м) и рассматривались им как аналог биклянских слоев акчагыльского яруса в Предуралье. Однако дальнейшие исследования показали их более древний возраст. Ольховские слои сложены песками, алевритами и глинами общей мощностью до 5 м. Они залегают с эрозионным несогласием на отложениях детомлинской свиты или морского палеогена. Эти отложения В.И. Назаров (1995) скоррелировал с претегеленом Европы.

Палинологически ольховские слои изучены по скважинам 120 у д. Лозы (гл. 92,6—98,2 м); 119 у д. Детомля (79,0—88,6) и 135 у д. Кремушевка (гл. 94,36—98,32 м) Новогрудского р-на Гродненской обл. (Рылова, 1980). Они охарактеризованы палинозоной *NAP — Betula — Pinus*, которая соответствует фазе II развития растительности в Центральной Польше (Stuchlik, 1987, 1994) и может быть скоррелирована с претегеленом Западной Европы, нижней частью гелазия.

Семенная флора ольховских слоев известна по разрезам скважин 119 у д. Детомля (гл. 82,6—88,6 м) и 7 у г.п. Зельва Гродненской обл. и является переходной от флористического комплекса Холмеч 2 к комплексу Дворец (см. табл. 7.4). Она содержит массу остатков *Selaginella selaginoides (L.) Link* и единичные, но постоянно встречающиеся мегаспоры *S. tetraedra Wieliczk.* — типичного представителя перигляциальных ландшафтов квартера, что свидетельствует о формировании ольховских слоев во время глубокого похолодания, предшествующего накоплению дворецкой свиты и коррелируемого с претегеленом Европы.

Верхняя часть дворецкого горизонта (дворецкая свита) в Центральной Беларуси представлена ***новогрудскими слоями***, которые выделены нами в верхах бывшей асокской свиты, над ольховскими слоями в разрезах скважин 120 у д. Лозы (гл. 87,5—92,6 м) и 119 у д. Детомля (гл. 72,5—79,0 м). Новогрудские слои в этих разрезах, как и дворецкая свита на юго-востоке Беларуси, охарактеризованы палинозоной *Pinus — Picea — Betula — NAP*.

Из новогрудских слоев (верхнеасокская подсвита асокской свиты в работе Т.В. Якубовской, 1984) получена своеобразная семенная флора в скв. 119 у д. Детомля (гл. 75,5—78,6 м) и других разрезах (комплекс Асоки 2). Характерные виды этой флоры — *Azolla interglacialis P. Nikit., Carex paucifloroides Wieliczk., Eleocharis maximowiczii Dorof., Elatine hydropiperoides Dorof. et Wieliczk.* и др., общие с флорой дворецкой свиты у д. Дворец.

Грушевская свита (Граница ..., 1983; Решения ..., 1983) сложена алевритами светло-серыми, глинистыми и песками серыми, разнозернистыми. Мощность свиты 12—25 м. Лектостратотип — скв. 294 у д. Коссово (гл. 64—94 м). Палинокомплекс В, описанный А.Ф. Бурлак по этой скважине, хорошо сопоставляется с палинозоной дворецкой свиты, что позволяет датировать грушевскую свиту поздним плиоценом. Семенная флора этой свиты с характерными представителями дворецкого флористического комплекса известна у д. Сенкевичи (Крутоус, 1982) и в скв. 1778 у д. Бронная Гора Ивацевичского р-на Брестской обл. (Величкевич и др., 1991).

Следует отметить, что березовская свита на территории Подлясско-Брестской впадины и Полесской седловины и верхнедворецкая подсвита на территории Припятского прогиба и Брагинско-Лоевской седловины, представленные в предыдущей схеме в плиоцене (Решения ..., 1983) как соответствующие апшерону, включены теперь в состав эоплейстоцена (Граница ..., 1983; Якубовская, Назаров, 1993).

Таким образом, палеоботанические исследования 1981—1998 гг. позволили внести обоснованные изменения и уточнения в стратиграфическую схему неогеновых отложений Беларуси. В общих чертах она согласуется с климатостратиграфической и событийной периодизацией неогена, разработанной для Западного и Восточного Паратетисов (Зубаков, 1990; Planderova et al., 1993).

ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМА (КВАРТЕР)

Четвертичные отложения повсеместно распространены на территории Беларуси, сплошным чехлом покрывая образования более древних геологических систем. Мощность отложений колеблется в весьма значительных пределах и составляет от нескольких до 300 м и более, что связано с неровностями рельефа доплейстоценовой поверхности, несколькими полосами краевых ледниковых образований, неравномерностью аккумуляции, особенностями тектонического строения и др. Минимальные мощности этих отложений отмечаются на участках с высоким (абс. отм. 100—160 м) залеганием коренных пород или их выходом на земную поверхность (архейско-протерозойских на крайнем юге Беларуси в районе д. Глушкевичи; девонских на участках распространения порогов на Зап. Двине у п. Руба, на Днепре вблизи г. Орша, в русле р. Сарьянка; меловых по р. Сож; палеоген-неогеновых у г. Столина и др.); максимальные приурочены к глубоким (до минус 100—130 м и глубже) ложбинам ледникового выпахивания и размыва (Горецкий, 1970, 1980; Мандер, 1973), либо к крупным ледниковым возвышенностям, сформировавшимся вблизи поднятий субплейстоценового рельефа и как бы надстраивающих борта гляциодепрессий (Вальчик и др., 1990). Особый случай образования повышенной (304 м) мощности плейстоценовых отложений представляет район Логойской астроблемы.

Формирование четвертичной толщи осуществлялось на фоне повсеместно нараставших волн похолоданий климата, сменявшихся потеплениями, что в итоге привело к развитию в северном полушарии ряда ледниковых и межледниковых эпох. Комплексы ледниковых и водно-ледниковых образований чередуются в разрезе плейстоцена с межледниковыми отложениями, придавая всей толще ярко выраженный ритмичный характер строения, который обычно принимается в качестве основного принципа при стратиграфическом расчленении отложений древнеледниковой области Восточно-Европейской платформы. Сложность, однако, заключается в том, что нормальная стратиграфическая последовательность залегания отложений разновозрастных ритмов сохраняется на территории Беларуси довольно редко, главным образом, на моренных равнинах и участках со сравнительно слабо денудированной и пересеченной поверхностью коренных пород. Большая же часть территории, особенно в областях развития ледниковых ложбин, краевых ледниковых образований, выступов или значительных понижений в кровле доплейстоценовой поверхности, вдоль зон активных разломов подвергалась мощному воздействию гляциодинамических процессов и оказалась в той или иной степени дислоцированной. В результате вместо строгой упорядоченности залегания отложений конкретных климатостратиграфических ритмов получилась сложная, мозаичная картина распространения отдельных горизонтов, а простая на первый взгляд задача — создание надежно обоснованной стратиграфической шкалы — растянулась на многие десятилетия и не может считаться окончательно решенной до сего времени. Любая стратиграфическая схема является лишь очередным обобщением накопленного материала, отражением или утверждением определенных взглядов, концепций и методических подходов к стратиграфии, но рано или поздно она вступает в противоречие с новыми фактами и согласно неумолимой логике научного прогресса должна заменяться другой.

Новый фактический материал, полученный за время после утверждения Региональной унифицированной схемы четвертичных отложений Беларуси (Решения ..., 1983), благодаря применению комплексной методики исследований, которая учитывает данные палеонтологических (спорово-пыльцевого, палеокарпологического, диатомового, палеоэнтомологического, малакологического, палеотериологического), литостратиграфического, геоморфологического и других методов, выявил несоответствие ныне используемой схемы новым представлениям об объеме плейстоцена, о границах между его звеньями, о стратиграфическом положении отложений, относимых к "шкловскому межледниковью"; эти и некоторые другие новшества нашли отражение в приводимой в данной работе схеме (табл. 7.5). Следует отметить, что это в известной степени упрощенный, компромиссный вариант более детальной схемы, разработанной сотрудниками лаборатории геологии антропогена Института геологических наук НАН Беларуси (Величкевич и др., 1996). Квартер Беларуси подразделяется на два раздела: плейстоцен и голоцен.

Стратиграфическая схема четвертичных отложений Беларуси и ее

Палеомагнитная шкала	Изотопно-кислородные ярусы	Возраст, млн лет	Система	Раздел	Звено	Индекс	БЕЛАРУСЬ: Предлагаемая схема (надгоризонт)	Предлагаемая схема: Надгоризонт, горизонт, подгоризонт	Региональная унифицированная схема четвертичных отложений Белоруссии, 1981 (надгоризонт)	Региональная унифицированная схема четвертичных отложений Белоруссии, 1981: Надгоризонт, горизонт	Якубовская, Назаров, 1993; Величкевич, 1996 (надгоризонт)	Якубовская, Назаров, 1993; Величкевич, 1996: Надгоризонт, горизонт
Брюнес	1		Четвертичная (квартер)	Голоцен	Современное	*Hl*		Голоценовый		Голоценовый		Голоценовый
	2			Плейстоцен	Верхнее	*IIIpz*		Поозерский		Поозерский		Поозерский
	3											
	4											
	5 a–d											
	5 e					*IIImr*		Муравинский		Муравинский		Муравинский
	6				Среднее	*IIpr*	Припятский	Сожский		Сожский		Сожский
	7							Днепровский		Шкловский		Днепровский
	8									Днепровский		
	9					*IIalk*		Александрийский		Александрийский		Александрийский
	10											
	11											
	12					*IIbr*		Березинский	Белорусский	Березинский		Березинский
	13					*IIbl*		Беловежский		Беловежский		Могилевский
	14											Нижнинский
	15											Беловежский
	16					*IInr*		Наревский		Наревский	Минский	Ясельдинский
	17											Корчевский
	18											Наревский
	19	0.780				*IIbs*	Брестский	Ружанский		Брестский	Брестский	Сморгонский
Матуяма	20							Варяжский				
	21				Нижнее	*Igm*	Гомельский	?		Белицкая серия		
	22							Рогачевский				
	23											
	24											
	25											Ружанский
	26							Жлобинский				Варяжский
	27											
	28											
	29							Ельнинский			Гомельский	Ельнинский
	30							Вселюбский				Вселюбский
	31											
	32											
	33											
	34											
	35											
	36	1.760										
	37		Неогеновая	Плиоцен	Верхнее							

Таблица 7.5

корреляция с сопредельными территориями

ЦЕНТРАЛЬНЫЕ РАЙОНЫ ЕВРОПЕЙСКОЙ ЧАСТИ РОССИИ		ПОЛЬША	
Никифорова, Александрова, 1987; Бреслав и др., 1992		Mojski, 1985, 1993	Lindner, 1991; Lindner et al., 1995
Надгоризонт, горизонт		Горизонт	Горизонт
Голоценовый		Голоцен	Голоцен
Валдайский	Осташковский	Северопольский (Висла)	Висла
	Мончаловский		
	Калининский		
Микулинский		Земский	Земский
Подмосковный	Московский	Среднепольский (Одра)	Варта
			Любавский
			Одра
Лихвинский		Мазовецкий	Збуйно
			Ливца
			Мазовецкий
Мичуринский	Окский	Вилга (Сан II)	Сан 2
	Мучкапский	Фердинандувский	Фердинандувский
	Донской	Южнопольский (Сан I)	Сан 1
Южно-воронежский	Ильинский	Пшасныш	Малопольский
	Покровский	Нарев ?	
	Петропавловский		Нида
Морозовский			Подлясский
Ногайский			
Жеваховский			Нарев
Бошерницкий			Целестинов
Домашкинский			Отвоцк

Плейстоцен

В плейстоцене территории Беларуси различают три звена — нижнее, охватывающее гомельский надгоризонт; среднее, включающее брестский надгоризонт, наревский, беловежский, березинский, александрийский и припятский горизонты; верхнее, в составе которого муравинский и поозерский горизонты.

Корреляция основных стратиграфических подразделений предлагаемой схемы с другими схемами сопряжена с определенными трудностями, когда горизонту одной схемы соответствует, например, подгоризонт другой или надгоризонт третьей. Поэтому на подобные расхождения будет обращаться внимание в настоящей работе. Ниже приводится характеристика выделенных стратиграфических подразделений.

Нижний плейстоцен

Нижняя граница четвертичной системы принята вблизи кровли отложений, связанных с хроном C2n палеомагнитной шкалы (Олдувей, 1,77 млн л.н., по W.A. Berggren et al., 1995), который выявлен в старичных аккумуляциях аллювия дворецкой свиты в разрезах правого берега Днепра между дд. Дворец и Холмеч Лоевского р-на Гомельской обл. (Плиоцен ..., 1987; Якубовская, 1992). Два интервала нормальной намагниченности, разделенные зоной аномальной, установлены З.Я. Волок в глинистой пачке свиты (Зінава, Трацяк, Волак, 1979), к которой относится большая часть известных спорово-пыльцевых диаграмм и семенных флор. Интерпретация палеомагнитных данных в связи с палеоботаническими позволяет сделать вывод о наличии здесь хрона Олдувей.

Рубеж между нижним и средним плейстоценом в предлагаемой стратиграфической схеме принят ниже границы между хронами C1r.1r (кровля Матуямы) и C1n (Брюнес), возраст которой 0,78 млн лет. Первое определение границы Матуяма-Брюнес в Беларуси проведено в разрезе скв. 3 у д. Смолярка Березовского р-на Брестской обл. (Санько, Моисеев, 1996), дублирующей разрез скв. 13, детально изученной палеоботанически (Величкевич, 1985; Якубовская, Рылова, 1992). В разрезе скв. 3 граница проходит на глубине около 68 м в нижней части брестского надгоризонта и соответствует кровле отложений ледникового происхождения (Якубовская, Назаров, 1993). Согласно новым исследованиям (The Pleistocene Boundary ..., 1996), граница Матуяма-Брюнес на изотопно-кислородной шкале соответствует границе между "ледниковым" 20-ым ярусом (наш варяжский интервал), который остается в хроне Матуяма, и "межледниковым" 19-ым ярусом (наш ружанский интервал), находящемся в хроне Брюнес. Определение положения границы Матуяма-Брюнес в разрезе квартера Беларуси показало, что большая часть брестского надгоризонта относится к хрону Брюнес, поэтому в данной схеме весь он включен в средний плейстоцен, нижняя граница которого принята между 20-ым и 21-ым ярусами изотопно-кислородной шкалы (по новым данным около 0,83 млн лет).

К нижнему плейстоцену территории Беларуси отнесены континентальные аналоги апшеронского яруса, к которым Л.Н. Вознячук (1985) причислял гомельский и ельнинский надгоризонты эоплейстоцена и часть брестского надгоризонта гляциоплейстоцена; Н.А. Махнач (1977) — весь брестский горизонт; Г.И. Горецкий (1977, 1980) — вселюбскую и сморгонскую свиты белицкой серии неогена. Некоторые исследователи выделяли эти отложения как переходную толщу от неогеновой системы к четвертичной (Костко, Бурлак, 1977 и др.). Чаще всего к этому интервалу разреза квартера относились донаревские отложения.

В предлагаемой стратиграфической схеме квартера Беларуси (см. табл. 7.5) в нижний плейстоцен включен весь гомельский надгоризонт.

Гомельский надгоризонт

Гомельский надгоризонт (прежний эоплейстоцен) соответствует 21—36 ярусам изотопно-кислородной шкалы, превышая по объему средний и верхний плейстоцен вместе взятые. Большинство разрезов этого надгоризонта расположено в Гомельской области, что дало основание для названия стратона. Выделен Л.Н. Вознячуком (Вазнячук, 1978) по опорному разрезу Холмеч 3 на правом берегу р. Днепр у д. Холмеч Речицкого р-на Гомельской обл. Основанием для выделения гомельского надгоризонта послужила полученная из этих отложений флора с большим количеством остатков *Selaginella selaginoides (L.) Link*, названная Л.Н. Вознячуком селягинелловой и свидетельствующая об обстановке, близкой к оледенению.

Гомельский надгоризонт включает хронологически последовательный ряд опорных разрезов (рис. 7.7): уже упомянутый Холмеч 3, в котором старичные глины мощностью 0,8—1,05 м обнажаются выше уреза воды в р. Днепр в нескольких местах между дд. Холмеч и Дворец в погребенной террасе (Плиоцен ..., 1987); скв. 141, торф на гл. 156,0—157,8 м у д. Микелевщина Мостовского р-на Гродненской обл. (Вазнячук, 1978; Якубоўская, 1978); скв. 6, гумусированные супеси (алевриты) и торфянистая гиттия на гл. 29,8—37,8 м у д. Химы Рогачевского р-на Гомельской обл. (Величкевич, Рылова, 1988).

Отложения гомельского надгоризонта выделяются в разрезе плейстоцена своеобразным сочетанием и последовательностью палинозон (палиноассоциаций, ПА) и палеокарпологических ассоциаций (ПКА). Снизу вверх по разрезу в указанных местонахождениях сменяются следующие пары: ПА *Artemisia* — *Betula* и ПКА

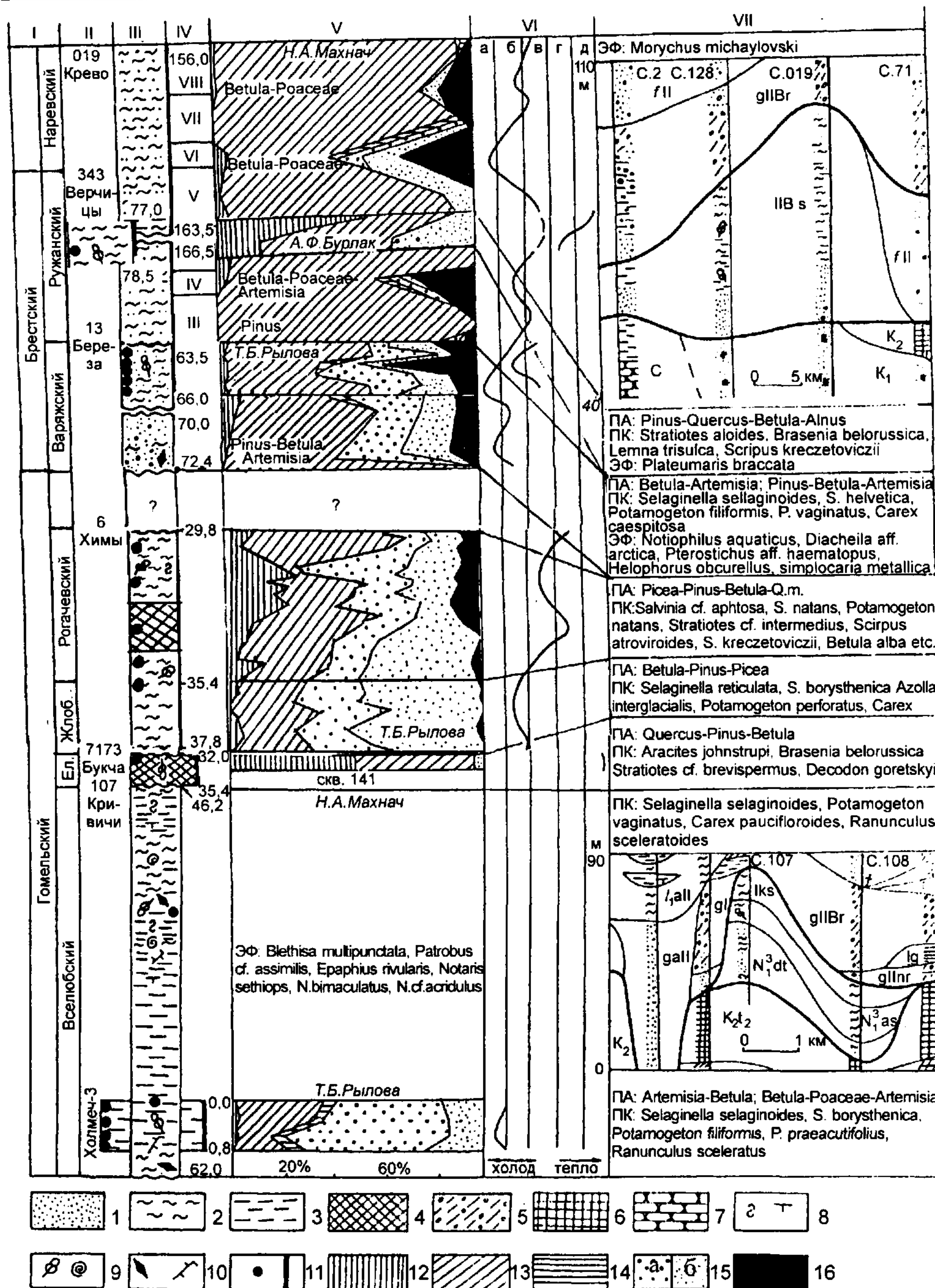


Рис. 7.7. Опорные разрезы гомельского и брестского надгоризонтов плейстоцена Беларуси.

I — стратиграфические подразделения (надгоризонты и горизонты); II — опорные разрезы (номер скважины); III — сводный литологический разрез; IV — глубины в метрах и палинокомплексы сморгонской свиты по Н.А. Махнач (1977); V — состав палиноспектров (соотношение пыльцы подсчитано по методике В. Загвийна); VI — климатическая кривая, отражающая перемещение следующих растительных зон: а — березовое редколесье, тундро-степь и болота с арктобореальными элементами, б — березово-сосновые и сосново-березовые редкостойные леса и открытые пространства, в — сосново-березовые леса с елью и незначительной примесью широколиственных пород, г — сосново-березовые леса с примесью дуба, липы и вяза, д — сосново-дубовые леса с липой, вязом и др. широколиственными породами и неогеновыми реликтами; VII — условия залегания отложений сморгонской и вселюбской свит (профили), показательные виды энтомофауны (ЭФ), палеокарпологических комплексов (ПК) и палиноассоциации (ПА).

Условные обозначения к графам III, V и VII: 1 — песок, 2 — алеврит, 3 — глина, 4 —гиттия, 5 — морена, 6 — мел, 7 — песчаник, 8 — гумусированность и слюдистость, 9 — остатки растений и моллюсков, 10 — конкреции пирита и трещиноватость, 11 — места отбора проб для палеокарпологических исследований и интервалы палинологического изучения отложений; 12 — пыльца влаго- и теплолюбивых древесных пород (*Picea*, *Alnus*, *Quercus*, *Ulmus*, *Tilia* и др.); 13 — пыльца индифферентных древесных (*Pinus*, *Larix*, *Betula*, *Salix*); 14 — пыльца кустарничков (*Ericaceae*, *Betula nana*, *Alnaster*); 15 — пыльца трав (а — ксерофитов, б — прочих); 16 — споры.

Pilularia pliocenica Dorof. — Selaginella selaginoides (L.) Link — Potamogeton filiformis Pers. — P. praeacutifolius T.V. Jakub. — P. cf. alpinus Balbis — Alisma pliocenica (P. Nikit.) Dorof. — Betula sp. sp. — Comarum palustre L.; ПА *Quercus — Pinus — Betula* и ПКА *Salvinia natans (L.) All. — Aracites johnstrupii (Hartz) P. Nikit. — Betula cf. pendula Roth. — Brasenia belorussica T.V. Jakub.*; ПА *Artemisia — Betula — Pinus — Salix* и ПКА *Betula humilis Schrank — Batrachium sp. sp.*; ПА *Picea — Pinus — Betula+Alnus — Quercetum mixtum* и ПКА *Salvinia natans (L.) All. — S. cf. aphtosa Wieliczk. — Azolla interglacialis P. Nikit. — Scirpus atroviroides Dorof. — Carex paucifloroides Wieliczk. — Betula alba L. — Ranunculus sceleratoides P. Nikit. ex Dorof.*

Среди отложений гомельского надгоризонта наиболее распространены аллювиальные, озерные и болотные фации, а также озерно-аллювиальные фации или подпрудного аллювия. Среди них преобладают алевриты, тонкие супеси и глины серые, зеленовато-серые массивные и темно-серые тонкогоризонтально-слоистые, гумусированные, с примесью песка кварцевого, в меньшей мере полевошпатово-кварцевого, изредка с гравием кристаллических пород. Органогенные образования — гиттии (сапропелиты) и торф — распространены ограниченно. Пески также подчинены глинисто-алевритовой толще и состоят из тонко-мелкозернистых фракций с преобладанием кварца.

Состав этих отложений изучен недостаточно. По имеющимся данным (Геология антропогена Белоруссии, 1973; Ажгиревич, Аношко, 1982), они отличаются высоким содержанием кварца и незначительным полевых шпатов в легкой фракции, преобладанием среди глинистых минералов монтмориллонита с примесью гидрослюды и незначительным количеством каолинита, что, вероятно, более характерно для пород термохронов.

Мощность отложений 1—20 м. Залегают они на гл. 20—38 м или обнажаются в берегах рек на юго-востоке территории, в Полесье, а в пределах Белорусской гряды и других возвышенностей встречаются на большей глубине — от 42 до 157,8 м. Подстилаются отложения гомельского надгоризонта обычно породами верхнего плиоцена, реже миоцена и мела, перекрываются чаще всего отложениями среднего плейстоцена.

Аккумуляции гомельского надгоризонта распространены на отдельных небольших участках территории Беларуси (рис. 7.8). В пределах Понеманья, в цоколе Новогрудской возвышенности известны озерно-аллювиальные и озерные отложения Палео-Немана, выделенные Г.И. Горецким (1977, 1980) во вселюбскую свиту. Одновозрастные отложения выявлены и в Логойской астроблеме. На территории Скидельской низины у г. Мосты и в пределах Коссовской равнины встречаются органогенные породы, залегающие в основании четвертичных отложений.

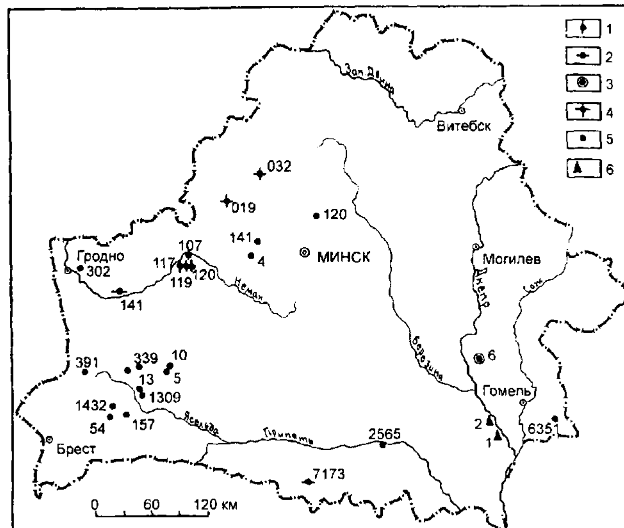


Рис. 7.8. Расположение разрезов отложений гомельского и брестского надгоризонтов плейстоцена Беларуси. Составили М.Е. Комаровский, Э.А. Крутоус, Т.В. Якубовская.

Разрезы буровых скважин: 1 — вселюбской свиты, 2 — ельнинского горизонта, 3 — жлобинского и рогачевского горизонтов, 4 — сморгонской свиты, 5 — брестского надгоризонта в целом, 6 — обнажения слоев с селагинелловой флорой гомельского надгоризонта (флора Холмеч-3).

В других регионах изучены единичные разрезы. В Гомельском Полесье у дд. Холмеч и Дворец известны старичные глины — возрастной аналог вселюбской свиты. В Среднем Поднепровье выявлены озерные супеси и сапропелиты в окрестностях Рогачева и Жлобина (разрез у д. Химы Рогачевского р-на) (Величкевич, Рылова, 1988). В пределах Припятского Полесья отложения надгоризонта изучены в толще, перекрывающей буроугольную залежь Тонежского месторождения бурых углей (Якубовская, 1989).

На основании накопленных за предыдущие 20 лет палеонтологических материалов (палинологические, палеокарпологические, энтомофаунистические, малакофаунистические) в гомельском надгоризонте можно выделить горизонты, соответствующие известным климатостратиграфическим подразделениям Западной Европы и Русской равнины (см. табл. 7.5).

Вселюбский горизонт. К нему относятся отложения **вселюбской свиты** Понеманья и их возрастной аналог в Поднепровье. Отложения свиты встречаются на глубинах 45—132 м и представлены алевритами глинистыми, серыми и бурыми, с зеленоватым оттенком, белесо-серыми, без органики, которые вверх по разрезу сменяются глинами серыми с зеленоватым и голубоватым оттенками, с темно-коричневыми прослоями, содержащими остатки тонкостенной конхилиофауны и остракод (Горецкий, 1980). Мощность отложений вселюбской свиты 8—20 м, в ненарушенном положении подошва их залегает на отметках 60—68 м. Во вселюб-

ской свите отмечены редкий мелкий гравий кристаллических пород и первое в разрезе кайнозоя на западе Беларуси появление ледниковых элементов во флоре наряду с сохранением плиоценовых видов дворецкой флоры. Поэтому образования вселюбской свиты и отложений Поднепровья рассматриваются как синхронные образования.

Палеоботанические материалы, характеризующие вселюбский горизонт, получены по разрезам скв. 120 у д. Лозы, гл. 81,9—87,5 м (Махнач, Рылова, 1977; Рылова, 1980), а также скважин 117 у д. Ямицы (90,0—91,7), 139 у д. Карабитовка (44,1—48,0) Новогрудского р-на и 107 у д. Кривичи (гл. 45,2—62,0 м) Лидского р-на Гродненской обл. (Якубовская, 1984). Спорово-пыльцевые спектры с палиноассоциациями *Betula* — *Pinus* — *Artemisia* — *Poaceae* и *Pinus* — *Betula* сочетаются с семенной флорой, включающей *Selaginella selaginoides (L.) Link*, *Potamogeton filiformis Pers.*, *P. vaginatus Turcz.*, *Carex paucifloroides Wieliczk.* и другие общие с флорой Холмеч 3 виды, свидетельствующие о довольно суровом климате времени ее формирования.

Палеоэнтомофауна вселюбского горизонта наиболее полно представлена в скважинах 1778 у д. Бронная Гора Березовского р-на Брестской обл. (гл. 60,3—70,0 м) и 120 у д. Лагоза Логойского р-на Минской обл. (гл. 130,5—132,4 м.). В составе фауны характерное сочетание холодостойких форм — *Patrobus cf. assimilis Payk.*, *Notaris aethiops Fabr.*, *Hydronomus alismatis Marsh.*, *Epaphius rivularis Gyll.*, *Dyschirius sp.* (Назаров, 1995).

Соответствующие отложения в Поднепровье изучены в разрезах Холмеч 3 (Зинова, Рылова, Якубовская, 1981), шурфе 2а и расчистке 14к (Якубовская, 1985_2; Плиоцен ..., 1987). По палеокарпологическим данным получены семенные комплексы (флора Холмеч 3) со своеобразным сочетанием плиоценовых элементов и видов, свойственных ледниковым флорам плейстоцена — *Azolla interglacialis P. Nikit.*, *Selaginella borysthenica Dorof. et Wieliczk.*, *Pilularia pliocenica Dorof.*, *Alisma plantago-pliocenica P. Nikit.*, *Elatine pseudoalsinastrum Dorof. et Wieliczk.*, *Myriophyllum parvicarpum Dorof.* и *Selaginella selaginoides (L.) Link*, *S. helvetica (L.) Spring.*, *S. tetraedra Wieliczk.*, *Potamogeton filiformis Pers.*, *P. vaginatus Turcz.*, *Betula cf. humilis Schrank* и др.

Палинокомплекс этих отложений детально исследован Т.Б. Рыловой (Плиоцен ..., 1987). Он резко отличается от палинокомплексов дворецкой и холмечской свит плиоцена. Основные его особенности заключаются в очень однообразном качественном и количественном составе спектров, абсолютном господстве пыльцы травянистых растений и кустарничков (до 60—85 %), незначительном количестве пыльцевых зерен голосеменных пород (не превышает 12), содержанием пыльцы покрытосеменных древесных пород от 10 до 30, спор до 8 %.

Древесные породы представлены почти исключительно пыльцой *Betula* (*B. pubescens Ehrh.*, *B. verrucosa Ehrh.*, *B. humilis Schrank*, единично *B. nana L.*), причем пыльца древесных и кустарниковых форм встречается примерно в равном количестве. Пыльца *Pinus* (*P. sylvestris L.*, *P. strobus L.*) содержится в количестве до 12 %. Из других хвойных отмечается изредка лишь пыльца *Larix sp.* и *Picea abies (L.) Karst.* Покрытосеменные древесные породы и кустарники представлены, кроме указанной пыльцы *Betula*, пыльцевыми зернами *Salix* (до 6,5 %), реже *Alnus*, *Alnaster*, *Corylus*, *Rhamnus*. В спектрах образцов спорадически встречались пыльцевые зерна, отнесенные к переотложенным из более древних отложений.

В группе травянистых растений и кустарничков абсолютное господство принадлежит пыльце *Artemisia* (до 65 %). Реже присутствуют пыльцевые зерна *Poaceae*, *Ericaceae*, *Chenopodiaceae*, *Asteraceae*, *Cyperaceae*, прочего разнотравья и водных растений. Спор отмечено немного. Чаще встречаются *Sphagnum* (до 5,5 %), *Selaginella selaginoides (L.) Link* (1,5 %), реже *Bryales*, *Lycopodiaceae*, *Selaginella sp.*, *Equisetum sp.*, *Botrychium sp.*, *Polypodiaceae*. Характер спорово-пыльцевых спектров свидетельствует о широком распространении ландшафтов открытого типа в условиях сухого и довольно холодного климата.

К этому же интервалу, вероятно, относится флора из скв. 1309 у д. Стригин Березовского р-на Брестской обл. (гл. 42,3—45,7 м), в составе которой выделяется группа холодостойких форм в сопровождении *Larix*, *Betula alba L.*, *B. cf. humilis Schrank* и северобореальных видов трав (Величкевич, Рылова, Санько и др., 1993).

Вселюбский горизонт выделяется на основании состава ископаемой флоры и фауны с отчетливыми следами резкого похолодания климата. Он коррелятен сантернийскому подъярусу Южной Европы с арктическими моллюсками *Arctica islandica Linne* и др., эбурону Нидерландов, отвоцку Польши и домашкинскому горизонту эоплейстоцена России, с которыми связано появление некорнезубых полевок (*Mimomys*) и фауны одесского фаунистического комплекса. Эбуронское похолодание Европы "... по своим размерам было значительно меньше предшествующего претегеленского. Следы ледникового щита эбурона пока нигде не обнаружены ни в Северной Америке, ни в Европе" (Зубаков, 1990, с. 157).

Ельнинский горизонт. Под названием "ельнинское" Л.Н. Вознячук (Вазнячук, 1978) описал потепление, которое он первоначально рассматривал в рамках позднего плиоцена (0,88—0,9 млн л. н.), а затем придал ему ранг надгоризонта эоплейстоцена, изменив возраст до 1,0—1,3 млн л. н. (Вознячук, 1981). Среди донаревских отложений всей территории Беларуси органогенные осадки чаще всего приурочены к ельнинскому интервалу разреза. Мощность торфянистых и сапро-

пелитовых отложений 1—10 м, залегают они на глубинах от 28 до 42,6 м в положении in situ, в гляциодислокациях встречены на глубине 156—157,8 м.

Ельнинский надгоризонт описан Л.Н. Вознячуком по единственному известному в то время разрезу скв. 141 у д. Микелевщина Мостовского р-на Гродненской обл., пройденной в долине ручья Ельня, правого притока р. Неман. Здесь на глубине 156,0—157,8 м вскрыт слой торфа, залегающий под тремя или четырьмя моренными горизонтами (Горецкий, 1973). По данным палеокарпологических исследований П.И. Дорофеева и Т.В. Якубовской, из торфа получена небольшая (20 таксонов), но очень интересная теплолюбивая флора, включающая *Picea, Betula, Salvinia natans (L.) All., Azolla interglacialis P. Nikit., Aracites johnstrupii (Hartz) P. Nikit.* и большое количество семян *Brasenia*, описанных (Якубоўская, 1978) как особый древнечетвертичный вид *B. belorussica T.V. Jakub.*, с указанием еще одного местонахождения вида в обнажении правого берега р. Неман у д. Николаево Ивьевского р-на Гродненской обл.

Торф из скв. 141 Г.И. Горецкий принял за отторженец плиоценовых пород и допустил, что ископаемая флора этого торфа характеризует теплый интервал позднего плиоцена (апшерона) и является аналогом флоры икских слоев на Верхней Каме (Горецкий, 1980). Гляциотектонические нарушения во флороносной толще подтверждены позднее контрольным бурением. Место флоры в самом теплом интервале апшерона Г.И. Горецкий также определил верно.

Палинологическое изучение ельнинского торфа, осуществленное Н.А. Махнач по трем имеющимся образцам, показало преобладание в общем составе пыльцы древесных пород (91—96,5 %). В спорово-пыльцевых спектрах превалирует пыльца нескольких видов *Quercus* (34,5—38 %), *Pinus sylvestris L.* и *Pinus* (24—34,5), *Betula* (10,5—13) и *Alnus* (10—11,5 %). Кроме перечисленных доминантов встречена пыльца *Picea* — 1 %, *Larix* — 0,2, *Carpinus*, в том числе *C. orientalis Mill.*, — 2, *Corylus* — 0,5, *Salix* — 1, *Myrica ?* — 0,2, *Carya* — 0,5, *Juglandaceae* — 0,5 %. Сумма пыльцы травянистых растений составляет 1,5—6 %. Присутствуют пыльцевые зерна *Poaceae, Hydrocharitaceae, Artemisia, Chenopodiaceae, Typha latifolia L., T. angustifolia L., Brasenia, Thalictrum, Myriophyllum, Sparganium.* Споры в общем составе составляют 2—4 %, они принадлежат *Lycopodium inundatum L., Bryales, Polypodiaceae, Osmunda, Salvinia, Sphagnum.*

К ельнинскому горизонту относятся тонежские слои, семенной комплекс которых выявлен в отложениях скв. 7173 у д. Букча Лельчицкого р-на Гомельской обл. (Якубовская, 1989). Торфянистые сапропелиты, вскрытые этой скважиной на гл. 28,0—38,5 м, залегают in situ, подстилаются отложениями, аналогичными породам дворецкой свиты, и перекрыты облессованными алевритами брестского надгоризонта. Семенная флора тонежских слоев, наряду с реликтами (*Azolla pseudopinnata P. Nikit., Salvinia glabra P. Nikit., Selaginella reticulata Dorof. et Wieliczk., Hypericum ex gr. tertiaerum P. Nikit.* и др.), включает группу видов, известных в корчевских и александрийских отложениях среднего плейстоцена (*Stratiotes cf. brevispermus Wieliczk., Myriophyllum cf. praespicatum P. Nikit., Aracites interglacialis Wieliczk., Decodon goretskyi T.V. Jakub.*). К ельнинскому интервалу относится и флора из скв. 1432 (гл. 41,3—42,6 м) у д. Постолово Березовского р-на (Величкевич, Рылова, Санько и др., 1993). В торфе и гиттии здесь обнаружены семена *Aracites* и характерного для этого интервала *Decodon goretskyi T.V. Jakub.* в сопровождении большой группы бореальных видов и реликтов плиоцена.

Термофильная флора ельнинского горизонта соответствует самому теплому времени раннего плейстоцена, которое можно сопоставлять лишь с ваалом Нидерландов (Zagwijn, 1989_2), палиноспектры которого свидетельствуют о теплом климате, причем выделяются два потепления и разделяющее их похолодание. В России ему коррелятен бошерницкий горизонт и, возможно, аллювий успенской свиты с фауной одесского комплекса и термофильных сухолюбивых моллюсков с левантийскими элементами (Бреслав и др., 1992). В Польше ельнинскому горизонту соответствует целестинов, содержащий палиноспектры с участием *Pinus, Betula, Picea, Alnus, Quercus* (Baraniecka, 1991). По В.А. Зубакову (1990), ваал — последнее теплое время плиоцена с безморозными зимами на Украине, последний безледный летний период в Арктике, последняя существенная деградация льдов Антарктиды.

Среди более поздних отложений гомельского надгоризонта изучен лишь один разрез — это разрез скв. 6 у д. Химы Рогачевского р-на Гомельской обл. (Величкевич, Рылова, 1988). Этой скважиной на гл. 29,8—37,8 м вскрыта толща гумусированных супесей, вмещающих гиттию песчанистую, оторфованную. Озерно-болотные отложения подстилаются глинами антопольской свиты миоцена. Ф.Ю. Величкевич и Т.Б. Рылова, выполнившие палеокарпологические и палинологические исследования разреза, показали близость флоры и растительности как к позднеплиоценовой, так и к раннеплейстоценовой. Ниже этому разрезу дано описание двух следующих интервалов гомельского надгоризонта, названные по близлежащим городам Жлобин и Рогачев.

Жлобинский горизонт. Отложения жлобинского горизонта в разрезе скв. 6 представлены супесями, залегающими на гл. 35,4—37,8 м. В этом интервале Т.Б. Рылова описала первый палинокомплекс, который выделяется по преобладанию пыльцы трав и кустарничков (60—75 %). Пыльца древесных пород составляет лишь 22—38 %, причем в основном это *Betula*, в том числе *B. humilis Schrank.* Довольно много *Salix* — 50 %,

пыльцы *Pinus* насчитано 25—47, *Picea* — 5 %. Единичными зернами представлены *Juniperus* и *Larix*. Пыльца разнотравья (до 43 %) представлена различными *Ranunculaceae, Apiaceae, Polygonaceae, Lamiaceae, Urticaceae* и др. Доля *Artemisia* до 39 %, *Cyperaceae* — 20, *Poaceae* — 15, водных и прибрежных трав до 13 %. Отмечены единичные споры *Polypodiaceae, Sphagnum, Selaginella selaginoides (L.) Link.* Такой состав спектров указывает на господство открытых и заболоченных ландшафтов с растительными ассоциациями позднеледниковой тундро-степи (Величкевич, Рылова, 1988).

Палеокарпологическая характеристика получена по одному образцу с гл. 35,2—35,8 м, в котором Ф.Ю. Величкевич определил *Selaginella reticulata Dorof. et Wieliczk., S. borysthenica Dorof. et Wieliczk., Salvinia natans (L.) All., Azolla interglacialis P. Nikit., Potamogeton perforatus Wieliczk., Carex bliysmoides Dorof., C. subgen Vignea, Betula humilis Schrank, Rumex acetosella L., Batrachium sp., Rorippa palustris (L.) Bess., Potentilla spp.* В этой бедной по составу флоре большинство видов унаследовано от плиоценовой флоры Дворца, но среди них нет теплолюбивых. Присутствие кустарниковой березы и эрозиофилов свидетельствует о существовании безлесных ландшафтов, что хорошо согласуется с данными палинологии. Палеоботанические материалы характеризуют жлобинский криохрон как этап значительного похолодания и иссушения климата на юго-востоке территории Беларуси.

Рогачевский горизонт выделяется в разрезе скв. 6 на гл. 29,8—35,4 м и представлен гумусированными супесями и торфянистой гиттией. В этих отложениях описан второй спорово-пыльцевой комплекс (Величкевич, Рылова, 1988). В нем происходит заметное увеличение доли пыльцы древесных пород (до 60—70 %), но в отдельных интервалах она составляет всего 15—16 %. Ведущая роль принадлежит *Pinus* и *Betula*, в спектрах постоянно присутствует пыльца широколиственных пород: *Quercus* — до 4 %, *Tilia* — 9, *Ulmus* и *Carpinus* — до 0,5, а также *Alnus* — до 10 %. Найдены единичные зерна *Pinus s/g Haploxylon* и *Vitis*. В группе трав преобладает *Artemisia* (до 57 %) и обильно представлено разнотравье. Отмечены споры *Polypodiaceae, Bryales, Sphagnum*, массулы *Azolla sect. Azolla* и *Salvinia*. Эти перемены свидетельствуют о заметном улучшении климата и периодическом зарастании территории лесом.

Из отложений, охарактеризованных вторым палинокомплексом, Ф.Ю. Величкевич получил редкую для разрезов скважин богатую семенную флору, насчитывающую около 90 таксонов. В результате анализа этой флоры отмечено ее большое сходство с позднеплиоценовой флорой Дворца через многие общие виды (*Selaginella reticulata Dorof. et Wieliczk., S. borysthenica Dorof. et Wieliczk., Azolla interglacialis P. Nikit., Scirpus atroviroides Dorof., Carex paucifloroides Wieliczk.* и др.), а также с флорой Шлаве 2 в Литве (*Salvinia cf. aphtosa Wieliczk., Azolla interglacialis P. Nikit., Potamogeton perforatus Wieliczk., Ranunculus sceleratoides P. Nikit. ex Dorof.*), первое появление в этой флоре вида *Scirpus kreczetoviczii Wieliczk.*, характерного для флоры корчевского межледниковья среднего плейстоцена.

Палеокарпологические материалы свидетельствуют о том, что межледникового типа флора рогачевского времени моложе позднеплиоценовой флоры Дворца и близка по возрасту к позднеплиоценовой, по Ф.Ю. Величкевичу (Велічкевіч, 1973), флоре Шлаве 2, а также имеет родство с флорой разреза Корчево. По мнению Т.В. Якубовской, спорово-пыльцевая диаграмма имеет много общего с диаграммой разреза Шлаве 2. В обоих разрезах отражены конец ледникового эпизода и все межледниковье, палинофлора имеет идентичный родовой состав, много общего в количественной характеристике состава пыльцы, сходна и картина сукцессионных изменений в растительности, в частности, развитие ели в оптимуме, присутствие винограда и неогеновых сосен в определенных интервалах межледниковья и др. О.П. Кондратене (1996) доказала, что в разрезе Шлаве 2 запечатлен межледниковый этап в развитии растительности, она совмещает его с потеплением винджюнай в кяменайском межледниковье раннего плейстоцена.

В разрезе Шлаве 2 наблюдается последнее появление пыльцы таких плиоценовых реликтов как *Tsuga* и *Pterocarya*, что в Европе характерно для бавела s. st. в Нидерландах (Zagwijn, 1989_2). Поэтому вероятнее всего, что в жлобинском "ледниковом" эпизоде запечатлен какой-то интервал менапа — оледенения, с которым коррелируется нарев Польши (Lindner et al., 1995), максимальное небрасское оледенение Северной Америки (Зубаков, 1992) и жеваховский горизонт в России. "Межледниковый" рогачевский интервал сопоставим с бавелом s. st. — первым межледниковьем бавелского комплекса Нидерландов, в России — с частью ногайского горизонта, в Польше (Lindner et al., 1995) — с частью подлясского интергляциала.

В связи с тем, что рогачевский горизонт скоррелирован с одним из термохронов бавелской серии Нидерландов, а следующий, варяжский горизонт, описываемый в составе брестского надгоризонта, соответствует оледенению А кромерской серии, остается неизвестным, что в Беларуси является аналогом первого кромерского межледниковья (Ваарденбург). Этот недостаток информации в схеме (см. табл. 7.5 и рис. 7.7) отмечен пустой ячейкой с вопросительным знаком.

Средний плейстоцен

В предлагаемой в данной работе схеме объем среднего плейстоцена значительно расширен. Нижняя его граница проводится по подошве брестского надгоризонта. В абсолютном летоисчислении это соответству-

ет примерно 0,8 млн л. н. Верхняя граница среднего плейстоцена традиционно проводится по подошве отложений муравинского межледникового горизонта на уровне 0,13 млн л. н., как это принято в большинстве стратиграфических схем.

В строении среднеплейстоценовых отложений, кроме образований брестского надгоризонта, выделены три ледниковых горизонта (наревский, березинский и припятский) и два межледниковых (беловежский и александрийский). Ранг днепровского и сожского ледниковых комплексов понижен до соответствующих подгоризонтов и показано, что днепровская и сожская морены разделяются только толщей водно-ледниковых отложений. Оба подгоризонта образуют припятский горизонт.

Брестский надгоризонт

Брестский надгоризонт включает отложения нижней части брестского горизонта в понимании Н.А. Махнач (1961, 1971) и синхронные ему отложения нижней половины сморгонской свиты, выделенной Г.И. Горецким (1977, 1980). Брестский горизонт нижнего плейстоцена описан Н.А. Махнач (1961) как древнейшие предледниковые отложения. Название получил от территории наибольшего распространения — Брестской области. Стратотип выделен в скв. 4 у д. Тесновая Воложинского р-на Минской обл. на гл. 170,3—176,3 м (Махнач, 1971).

Отложения брестского надгоризонта на большей части территории Беларуси образуют нижнюю, подморенную толщу квартера. Лишь на северо-западе Гродненской области в основании надгоризонта выделяется акватическая морена. Отложения брестского надгоризонта залегают обычно на аккумуляциях плиоцена, миоцена, реже на породах нижнего плейстоцена, палеогена, мела и более древних систем, перекрываются моренными горизонтами среднего плейстоцена. Представлены они, в основном, озерными, аллювиальными и болотными, а также лессовидными и мореноподобными осадками. Среди них преобладают алевриты и глины голубовато- и зеленовато-серые, пылеватые, в верхней части разреза обычно карбонатные и с линзами лимногляциальных глин. Редко встречаются озерные мергели. В некоторых разрезах отмечены включения обломочного материала и мореноподобные акватичные отложения.

Палинологические данные, характеризующие отложения брестского надгоризонта, получены А.Ф. Бурлак (Костко, Бурлак, 1977), Н.А. Махнач (1977), Т.Б. Рыловой (Якубовская, Рылова, 1992).

Палеокарпологические данные, относящиеся к брестскому надгоризонту, получены П.И. Дорофеевым и Т.В. Якубовской и также свидетельствуют о чередовании отложений с остатками перигляциальной флоры и с остатками лесной, близкой к межстадиальной или межледниковой. Снизу вверх по разрезу сменяются следующие характерные ПКА: *Selaginella selagi-noides (L.) Link — S. helvetica (L.) Spring. — Potamogeton vaginatus Turcz. — P. filiformis Pers. — Myriophyllum verticillatum L.; Salvinia natans (L.) All. — Alisma minima (P. Nikit.) Dorof. — Scirpus kreczetoviczii Wieliczk. — Stratiotes intermedius (Hartz) Chandl.* с характерными видами *Brasenia nehringii (Web.) Szafer (=B. belorussica T.V. Jakub.), Caulinia palaeotenuissima Dorof., Lemna trisulca L.* и др.; *Bryales — Carex sp. sp. — Selaginella selaginoides (L.) Link; Betula nana L. — Salix ex gr. polaris L.*

Гранулометрический и минеральный состав отложений брестского надгоризонта детально изучен на территории Брестской впадины. Э.А. Левков, Р.А. Зинова, А.Ф. Бурлак и др. (1987) приводят следующие результаты исследований, выполненных В.И. Ярцевым. Более 70 % объема отложений приходится на глинистую (менее 0,001 мм), алевритовую (0,1—0,01) и мелкопесчаную (0,25—0,1 мм) фракции. Среднепесчаная фракция (0,5—0,25 мм) приурочена, главным образом, к песчаным прослоям. Более крупные частицы отмечаются реже.

Минеральный состав тонкодисперсной глинистой фракции многокомпонентный. В алевритах количество монтмориллонита небольшое и он концентрируется в основании толщи. Содержание гидрослюды увеличивается в самых верхах разреза. В отложениях, близких к ледниковой формации, доминирует гидрослюда, появляется хлорит. Среди минералов легкой фракции во всех размерных диапазонах преобладает кварц (до 90—99 %), полевые шпаты составляют в среднем 1—5 % и, в основном, связаны с фракцией 0,1—0,01 мм. Незначительна роль мусковита, глауконита и карбонатов, последние приурочены к алевритовой размерности и тяготеют к верхней части разреза.

Значительно разнообразнее состав тяжелой фракции, составляющей 0,1—0,3 % объема отложений. Минеральная ассоциация пород брестского надгоризонта существенно отличается от более молодых отложений гляциоплейстоцена. Если для последней наиболее показательна полимиктовость акцессорных компонентов с преобладанием неустойчивых минералов (амфиболы, пироксены, эпидот-цоизиты), то для брестской (в понимании Н.А. Махнач, 1971, 1977) отмечено заметно меньшее количество неустойчивых минералов, значительное меньше содержание гранатов, присутствие как аморфного, так и кристаллического пирита.

Мощность отложений брестского надгоризонта изменчива и составляет 1—33 м. Увеличение мощности до 50 м наблюдается на бортах ложбин ледникового выпахивания (у г.п. Коссово в разрезе скв. 294) или в зонах неотектонического прогибания, как у д. Балажевичи Мозырского р-на Гомельской обл. (Неотектоника ..., 1984). Залегают они на глубинах от 4—8 м на юге Полесья до

160—260 м в пределах Белорусской гряды. Подстилаются чаще всего отложениями плиоцена и миоцена, реже породами палеогена, мела, кембрия и другими.

Распространены описываемые отложения на большей части территории Беларуси, в основном, к югу от девонского поля, в мелкоконтурных ареалах (см. рис. 7.8). Наибольшие площади распространения выявлены на юго-западе, в пределах территории Брестской впадины и Полесской седловины (Махнач, 1971, 1977), где они занимают более 7 тыс. км^2. Общая мощность этих отложений до 27—30 м, подошва их расположена на абсолютных отметках 76—100 м (например, в окрестностях д. Верчицы Пружанского р-на, г. Береза и других местах). Кровля брестских отложений здесь имеет наклон с юга на север от 127 до 79 м абсолютной высоты.

В полных разрезах брестского надгоризонта s. l. выделяются отложения двух седиментационных циклов. Нижние пачки обоих циклов представлены песками русловой фации аллювия, верхние — алевритами и глинами, реже торфами пойменной и аллювиально-озерной, подпрудной фаций. Отложения нижнего цикла отнесены к собственно брестскому надгоризонту, верхнего — к наревскому горизонту. Во многих местах представлены отложения лишь второго, позднего, наревского цикла, для которых характерны большие мощности (до 25 м), высокое, на отметках 100—112 м и выше, положение подошвы (как у д. Рожок Дрогичинского р-на), карбонатность и лессовидность алевритовой пачки, замещение ее ленточным лимногляциалом. Именно из отложений второго цикла описаны типичные для брестского горизонта спорово-пыльцевые диаграммы разрезов скважин 124 и 122 у д. Рожок (Махнач, 1977).

Значительные площади отложений брестского возраста сохранились в пределах Ошмянской возвышенности и Нарочано-Вилейской низменности, к северо-западу от гг. Ошмяны, Вилейка и Сморгонь, где образуют сплошное поле с аналогичными отложениями на соседней территории Литвы. На белорусской территории они занимают площадь около 1 тыс. км^2 и описаны Г.И. Горецким (1980) как самая верхняя в разрезе плиоцена (апшерона) сморгонская свита подпрудного аллювия Палео-Вилии. Мощность свиты 10—22 м, подошва имеет отметки 63—71 м.

Участок озерных отложений в Налибокской пуще у дд. Тесновая (Махнач, 1971) и Боровиковщина (Якубоўская, 1978) в Воложинском р-не занимает ограниченную площадь. Здесь распространены глины, алевриты и пески мощностью 3—6 м. Кроме перечисленных местонахождений нижнечетвертичных отложений встречаются небольшие участки преимущественно аллювиальных отложений мощностью до 14 м, в редких случаях до 30 м (окрестности Минска, Борисова, Слуцка, Гродно и др.).

На территории восточной части Полесья отложения брестского надгоризонта занимают разрозненные небольшие участки общей площадью около 3 тыс. км^2. В основном, это алевриты и глины, переслаивающиеся с песками. Мощность их 3—10 м, в исключительных случаях достигает 45 м (у д. Балажевичи Мозырского р-на). Здесь известны одновозрастные брестским отложения добрушского горизонта (скв. 6351), выделенного Б.Н. Гурским на востоке Гомельской обл. (Гурский, 1974).

Ревизия опубликованных и фондовых геологических, палеоботанических и палеофаунистических материалов, относящихся к брестскому горизонту s.l., выполненная в 1986— 1993 гг., а также исследования авторов позволили выявить, что в этом стратоне ранга надгоризонта можно выделить отложения варяжского и ружанского горизонтов.

Варяжский горизонт. Отложения варяжского оледенения выделены Л.Н. Вознячуком в 1963 г., позже он отнес их к наревскому оледенению (Геология СССР. Т. III. Белорусская ССР, 1971). Мы сохраняем название "варяжский" для горизонта, включающего отложения периода сильного похолодания (малого оледенения), предшествовавшего наревскому (Якубовская, Назаров, 1993). Эти отложения составляют нижнюю часть брестского надгоризонта и охватывают нижнюю и часть верхней пачек 1-го седиментационного цикла. Они изучены в разрезе скв. 13 у д. Смолярка Березовского р-на на гл. 63,6—72,4 м (Якубовская, Рылова, 1992; Якубовская, Назаров, 1993). В этом разрезе варяжский интервал представлен (снизу вверх) русловым аллювием — конгломератовидной породой, состоящей из слабого песчаника, тонкозернистого, кварцевого с окатышами бурого угля, которая кверху переходит в песок мелкозернистый, кварцевый, с обломками древесины и кусочками бурого угля (гл. 64,4—72,4 м), и озерно-аллювиальными отложениями — алевритами серыми и темно-серыми с растительными остатками (гл. 63,6—64,4 м). Следует отметить, что в этом разрезе отложения 1-го седиментационного цикла (его верхняя пачка) имеют сокращенную мощность.

Из верхней части отложений русловой фации (гл. 65,4—65,7 м) получена семенная флора с остатками растений перигляциальных ландшафтов (*Selaginella selaginoides (L.) Link*, *S. helvetica Spring.*, *Potamogeton filiformis Pers.*, *P. vaginatus Turcz.*, *Betula humilis Schrank*, *Chenopodium album L.* и др.) и северной тайги (*Pinus sp.*, *Menyanthes trifoliata L.*, *Myriophyllum verticilatum L.*, колючки *Stratiotes sp.*). В этом семенном комплексе представлены единичные плиоценовые реликты (*Scirpus atroviroides Dorof.*), а также *S. kreczetoviczii Wieliczk.*, появившийся в рогачевском термохроне и достигший расцвета во время корчевского потепления.

Для отложений озерно-аллювиальной и части русловой фаций 1-го цикла (гл. 63,6—65,1 м) Т.Б. Ры-

лова получила спорово-пыльцевую диаграмму, которая "имеет несомненное сходство со спорово-пыльцевыми диаграммами, характеризующими брестский горизонт" (Якубовская, Рылова, 1992, с. 91). По общему составу пыльцы, по качественному и количественному составу спектров различаются два палинокомплекса. Нижний (гл. 64,0—65,1 м) характеризуется преобладанием среди древесных пород пыльцы *Betula*, а среди трав — *Artemisia*. В верхнем палинокомплексе (63,8—64,0 м) это положение занимают *Pinus* и *Chenopodiaceae*. Такая сукцессия доминантов растительного покрова может отражать начальные фазы потепления климата.

В семенной флоре из отложений на гл. 64,3—65,2 м также проявляются признаки потепления — появились новые реликты (*Salvinia glabra P. Nikit.*, *Elatine hydropiperoides Dorof. et Wieliczk.*, *E. pseudoalsinastrum Dorof. et Wieliczk.*, *Myriophyllum parvicarpum Dorof.*), резко увеличилось количество остатков *Salvinia natans (L.) All.*, *Stratiotes intermedius (Hartz) Chandl.* (семена), *Scirpus kreczetoviczii Wieliczk.*, отмечено одно семя четвертичного вида *Brasenia*.

На глубине около 64 м имеется свидетельство перерыва в осадконакоплении, что отразилось в изменении общего состава спектров и исчезновении микрофоссилий, появившихся вновь на уровне 63,6—63,68 м. Палеокарпологические данные свидетельствуют, что с уровня около 64 м флора начала преобразовываться в умеренно-теплолюбивую. С этим уровнем, вероятно, связана зона палеомагнитной инверсии на границе Матуяма-Брюнес, выявленная в дублирующей скв. 3 (Санько, Моисеев, 1996).

Фрагментарные палеокарпологические данные для характеристики варяжского горизонта получены П.И. Дорофеевым в 1965—1966 гг. из песчанистых алевритов и песков, вскрытых скважинами 343 (гл. 83 м) у д. Верчицы Пружанского р-на, 323 (гл. 65 м) и 328 (гл. 74—75 м) на углепроявлении Бронная Гора Березовского р-на, где выявлены остатки *Isoëtes sp.*, *Salvinia natans (L.) All.*, *Typha sp.*, *Potamogeton filiformis Pers.*, *Carex sp. sp.*, *Batrachium sp. sp.*, *Hippuris vulgaris L.*, *Naumburgia subthyrsiflora P. Nikit.* и др.

Таким образом, палеоботанические данные, полученные по немногим разрезам с отложениями варяжского интервала на юго-западе Беларуси, свидетельствуют о значительном похолодании, которое может быть связано с малым оледенением. Подтверждением этой точки зрения служит наличие гальки и гравия гнейсов в базальной части соответствующих отложений в некоторых разрезах в пределах Брестской области (скв. 271 у д. Речица Березовского р-на и др.).

Мореноподобные и моренные отложения варяжского времени известны в нижней части **сморгонской свиты** в пределах Нарочано-Вилейской низменности и Ошмянской возвышенности. Они изучены по разрезам скважин 019 у д. Крево Сморгонского р-на Гродненской обл. (Боброва, Кузнецов, Шиманович, 1977; Горецкий, 1977; Махнач, 1977) и 032 у д. Нарочь Вилейского р-на Минской обл. (полевые исследования керна проводились под руководством Г.И. Горецкого сотрудниками лаборатории геологии и палеопотамологии антропогена Института геохимии и геофизики АН БССР в 1975 г.). В этих разрезах свиту, как и брестский надгоризонт на юго-западе Беларуси, слагают породы двух седиментационных циклов. Озерно-аллювиальные, местами флювиогляциальные пески тонко- и среднезернистые или алевриты песчанистые с галькой и гравием (акватическая морена) образуют нижние пачки циклов, а алевриты серые с зеленоватым оттенком, с прослоями глин темно-серых и серых озерного генезиса — верхние пачки циклов. В песках, глинах и алевритах отмечены гравий, галька и валуны гранитов, гнейсов, песчаников, известняков, доломитов, местами до 30 % объема породы в основании толщи. Г.И. Горецкий (1977) считал, что обломочный материал сморгонской свиты имеет местное происхождение. Геологи-съемщики выделили в основании этих разрезов моренный горизонт (скв. 032 у д. Нарочь и др.).

По данным палинологических и геохимических исследований разреза сморгонской свиты в скв. 019 (Боброва, Кузнецов, Шиманович, 1977; Махнач, 1977), в нижней части ее (гл. 171,0—175,7 м) выделены спектры, свидетельствующие о перигляциальной природной обстановке, которую мы связываем с варяжским временем. По результатам изучения разреза скв. 019 Н.А. Махнач доказала одновозрастность сморгонской свиты и брестского горизонта на юго-западе Беларуси.

Согласно любезно предоставленным Н.А. Махнач материалам, моренные и мореноподобные отложения варяжского оледенения выделяются в породах 1-го цикла, вскрытых скв. 032 (гл. 76,6—80,2 м) у д. Нарочь и безоговорочно относимых геологами-съемщиками к ледниковым. Палеокарпологическими исследованиями здесь выявлены единичные остатки растений холодных эпох плейстоцена — *Selaginella sp.*, *Potamogeton filiformis Pers.*, *P. vaginatus Turcz.*, *Carex sp.*

Эти данные позволяют допустить, что краевая зона варяжского оледенения охватывала прилегающие к территории Литвы участки нынешних Вилейской низины, Нарочанской равнины, верхнего течения р. Неман и разделяющей их части Ошмянской возвышенности. В результате подпруживания ледником Палео-Вилии здесь образовался обширный водоем (Вильнюсский, Сморгонский), в который спускались айсберги во время деградации ледника. Таяние мореносодержащего льда обусловило формирование акватично-ледниковых мореноподобных отложений в водоеме, а за пределами его (скв. 032) — конечно-моренных образований.

В Вильнюсском и Мядининкайском страторайонах соседней территории Литвы описанные отложения относятся к кяльвяйскому оледенению (Кондратене, 1996). В России отложениям варяжского горизонта коррелятны части михайловского (петропавловского) горизонта, в Нидерландах — отложения оледенения А, в Польше — оледенения нида, с кровлей которых связана инверсия палеомагнитного поля на границе Матуяма-Брюнес.

Ружанский горизонт. Отложения ружанского горизонта описаны по разрезу скв. 343 у д. Верчицы Пружанского р-на Брестской обл., расположенной в Ружанской пуще (Якубовская, Назаров, 1993). На гл. 71,0—91,1 м здесь вскрыты отложения 1-го седиментационного цикла (снизу вверх) — пески мелкозернистые, кварцевые, глинистые на гл. 83,0—91,1 м; глины и алевриты, переслаивающиеся с песком на гл. 71—83 м. В пойменной фации,с гл. 78 м П.И. Дорофеев получил теплолюбивую семенную флору с *Brasenia nehringii (Web.) Szafer* (*B. belorussica T.V. Jakub. ?*), *Cyperus glomeratus L.*, *Scirpus longispermus Dorof.* (*S. kreczetoviczii Wieliczk.*), *Stratiotes aloides L.*, *Lemna trisulca L.* и др.). На спорово-пыльцевой диаграмме, составленной А.Ф. Бурлак для интервала 77—83 м (по четырем образцам), этой семенной флоре соответствует палинозона верхних образцов *Pinus — Quercus — Betula — Alnus*.

Подобные флоры, по данным П.И. Дорофеева (1966—1967 гг.), известны в разрезах скважин 306 у д. Иодчики на гл. 72,6 м и 339 у д. Квасевичи на гл. 82,5 м в Пружанском р-не Брестской обл. Богатые семенные комплексы этого времени получены Э.А. Крутоус (1990) в скважинах 2 (гл. 80,4—81,4 м) у г. Ивацевичи и 391 (гл. 108—111 м) у д. Лихосельцы Пружанского р-на Брестской обл. В изученных разрезах выявлено своеобразное ядро флоры и растительности ружанского времени. В нем выделяется группа позднеплиоценовых реликтов, выходцев из флоры Дворца, — *Azolla interglacialis P. Nikit.*, *Scirpus atroviroides Dorof.*, *Ranunculus sceleratoides P. Nikit. ex Dorof.*, *Caulinia palaeotenuissima Dorof.* Среди остатков древесных растений преобладают хвойные *Pinus*, *Picea*, *Larix*, из мелколиственных — *Betula*, среди широколиственных — *Quercus*. Из водно-болотных видов выделяется группа теплолюбивых растений — *Brasenia nehringii (Web.) Szafer (B. belorussica T.V. Jakub.)*, *Caulinia palaeotenuissima Dorof.*, *Potamogeton acutifolius L.*, *Stratiotes aloides L.*, *Nymphaea alba L.*, *Trapa sp.* Приведенные материалы свидетельствуют, что ружанское потепление имело флору, типичную для межледниковий плейстоцена, и было самым теплым интервалом во время накопления отложений брестского надгоризонта.

В других регионах Беларуси отложения, одновозрастные ружанским, неизвестны. Аналоги их изучены на юго-востоке Литвы и относятся ко времени винджюнского потепления в каменайском межледниковье (Кондратене, 1996). Для этого межледниковья по разрезу скв. 136 (гл. 153,8—159,8 м) у д. Винджюнай О.П. Кондратене описывает смешанные хвойно-широколиственные леса, вначале с преобладанием *Pinus*, позже *Picea* и *Pinus* и вновь *Pinus*. Из широколиственных преобладал *Quercus* (14 % пыльцы в спектрах). Встреченная пыльца *Larix*, *Rhododendron* и *Ephedra* интерпретируется как показатель существования необлесенных участков, особенно в первой половине оптимума. Присутствие здесь пыльцы неогеновых реликтов объясняется дальним заносом. Среди водных по пыльце обнаружены *Azolla*, *Nymphaea*, *Trapa*. Палинологические особенности винджюнского межледниковья и состав семенной флоры, обнаруженной М. Ришкене (Кондратене, 1996) в предоптимальных фазах (*Selaginella selaginoides (L.) Link*, *Azolla interglacialis P. Nikit.*, *Picea sp. sp.*, *Najas major Link*, *Caulinia sp.*, *Elatine hydropiper L.* и др.), позволяют с большой долей уверенности считать одновозрастными отложения винджюнского интервала нижнего плейстоцена Литвы и ружанского интервала среднего плейстоцена Беларуси.

В России ружанскому термохрону коррелятна часть михайловского (петропавловского) горизонта или нижнеильинский подгоризонт нижнего плейстоцена, сопоставляемые разными авторами с раннечаудинской трансгрессией и вторым межледниковьем кромерского комплекса — вестерховен. В Польше этому интервалу соответствует часть малопольского интергляциала (Lindner et al., 1995).

Наревский горизонт

Наревские подморенные отложения. К ним относятся пески мелко- и тонкозернистые, кварцевые, глинистые или переслаивание этих песков с глинами и алевритами. Средняя мощность отложений 3—5 м. Выше залегают алевриты и глины серые с зеленоватым и голубым оттенками, местами горизонтально- и волнисто-слоистые, с прослойками песка тонкозернистого, во всей толще карбонатные. Исследователи отмечают лессовидность данной толщи. Наблюдается постепенный переход (или замещение) кверху в ленточные озерно-ледниковые отложения. Залегают эти породы на территории Подлясско-Брестской впадины на самых высоких абсолютных отметках подморенного рельефа (106—112 м и выше), гипсометрически выше морены наревского оледенения, приуроченной здесь к днищам ледниковых ложбин. Наревские ложбины врезаны в описанные отложения, что свидетельствует о накоплении пород в начале оледенения.

Сходные отложения вскрыты в скв. 032 (гл. 69,8—76,6 м) у д. Нарочь Вилейского р-на. Они имеют следующее строение (полевое описание сморгонской свиты Г.И. Горецким, 1975 г.).

43. Зак. 5046

	Глубина, м
Песчаник полевошпатово-кварцевый, слабосцементированный, с гравием и угловато-окатанной галькой кристаллических пород	76,6—76,8
Глина темно-серая, черная и зеленовато-темно-серая, жирная, слюдистая, с обломками раковин моллюсков, в отдельных интервалах сильно перемятая и с множеством линзочек песка	75,7—76,6
Песчаник разнозернистый, полевошпатово-кварцевый, с железистым цементом, с редкой галькой до 1,5 см гранита, кварца и др. пород, с прослойками и линзами глины внизу	75,3—75,7
Глина темно-серая, кверху зеленоватая, плотная, жирная, с зеркалами скольжения и беспорядочными линзочками песка тонкозернистого, в средней части слоя брекчиевидная	73,6—75,3
Супесь коричневато- и буровато-серая, тонкая, неясно горизонтально-слоистая, с зернами песка мелкозернистого, кварцевого и раковинами моллюсков в основании	72,4—73,6
Супесь серая и светло-серая, тонкая, близкая к алевриту, скрытослоистая, гумусированная, легкая по объемному весу, слюдистая, с вкраплениями ожелезнения и мелким гравием	71,8—72,4
Супесь серая, грубая, мореноподобная, с линзами гумусированной и прослоечками тонкой, слюдистой, с гравием и галькой кварца и основных пород	69,8—71,8

Весь разрез описанной толщи карбонатный. Выше залегает массивная морена наревского оледенения.

По результатам палинологического изучения описанных отложений, выполненного Н.А. Махнач, можно выделить три спорово-пыльцевых комплекса. Первый *Betula* — *Alnus* + *Pinus* — *Ericales* — *Artemisia* (гл. 73,6—75,9 м) характеризуется большим количеством пыльцы древесных растений в общем составе 49—60 %, пыльцы трав и кустарничков содержится 16—22 и спор 20—32,5 %. Этот спорово-пыльцевой комплекс характеризует начальную фазу наступания скандинавского оледенения.

Второй палинокомплекс *Pinus* — *Betula* — *Poaceae* при участии *Picea* и *Alnus* (по 12 %), а также *Corylus* (7), *Quercus*, *Tilia* и *Ulmus* (в суммме 1—7 %) выделяется на гл. 72,4—73,6 м. В общем составе здесь увеличивается до 52—64 % доля пыльцы древесных растений, соответственно уменьшается доля пыльцы трав и кустарничков до 8—12, споры составляют 26—35 %. Такой состав спектров может отражать межстадиальное потепление.

Верхний (69,8—72,4 м), третий палинокомплекс, отличается увеличением количества пыльцы трав и кустарничков в общем составе и господством пыльцы *Betula*, *Poaceae*, *Artemisia* и разнотравья. В этих отложениях выявлена скудная семенная флора ледникового времени. Эти данные свидетельствуют об очередном этапе похолодания.

Сукцессии растительности, соответствующие описанным палинокомплексам, отражают смену березово-сосновых разреженных лесов и открытых пространств с вересковыми и полынями начала оледенения лесами сосновыми, позже сосново-еловыми с примесью березы межстадиального потепления. Более поздние осадки этого потепления, возможно, уничтожены при формировании залегающих на уровне 71,8 м акватических ледниковых аккумуляций (в активной динамической среде, о чем свидетельствуют брекчиевидность породы и мелкие беспорядочные линзочки песка в ней). Аналогичная растительность выявлена О.П. Кондратене (1996) в потеплении падваренис, которое исследователь относит ко второй половине кяменайского межледниковья раннего плейстоцена Литвы.

Озерно-аллювиальные и лессовидные отложения наревского горизонта изучены палинологически также в нескольких разрезах в пределах Брестской области. В скв. 124 у д. Рожок Дрогичинского р-на Н.А. Махнач (1977) исследовала пыльцу и споры из отложений озерной фации на глубине 26,0—42,1 м.

Пыльца и споры выявлены лишь в нижней и верхней частях толщи. Нижний спорово-пыльцевой комплекс (гл. 39,0—42,2 м) характеризует ландшафты начала наревской ледниковой эпохи. В общем составе спектров пыльца древесных пород составляет около 60 %, трав и кустарничков — до 30 %. Основными компонентами спектров являются *Betula* (90 %), *Salix* (10) и *Artemisia* (до 35 %). К этому интервалу относятся также представленные в других разрезах аллювиальные фации цикла — пески мелкозернистые, серые и голубовато-серые, местами глинистые. В них П.И. Дорофеев обнаружил остатки перигляциальной растительности (*Betula nana L.*, полярные виды *Salix*) в скважинах 157 (гл. 45—46 м) и 168 (гл. 44,8—45,6 м) у д. Рожок Дрогичинского р-на и в скв. 190 (гл. 42,8 м) у д. Грушево Кобринского р-на.

Для верхнего спорово-пыльцевого комплекса, полученного Н.А. Махнач в разрезе скв. 124 (гл. 26,0—31,2 м), характерна возросшая доля пыльцы древесных

растений в общем составе (до 80 %) и соответственно уменьшение доли пыльцы трав и кустарничков. В составе спектров среди древесных сначала преобладает пыльца *Pinus* (40 %), позже *Betula* (60), присутствует *Picea* (5) и *Alnus* (15 %). Пыльца широколиственных, граба и лещины в сумме составляет около 5 %. Среди пыльцы трав и кустарников значительным участием выделяется пыльца *Poaceae*, водных растений и разнотравья. Эти спектры характеризуют отмеченное по скв. 032 межстадиальное потепление. В верхнем образце вновь возрастает количество пыльцы *Artemisia*.

Результаты палинологических исследований десятков разрезов бывшего брестского горизонта в разных регионах Беларуси позволили Н.А. Махнач (1977) показать его основные особенности.

1. На спорово-пыльцевых диаграммах брестского надгоризонта чередуются спектры с преобладанием пыльцы сосны, отражающие относительно теплые интервалы времени, и спектры с преобладанием пыльцы березы, соответствующие более холодным интервалам.

2. Характерными компонентами спектров, кроме перечисленных доминантов, среди деревьев и кустарников являются *Picea*, *Alnus* и *Salix*, в меньшей мере *Corylus*. Из хвойных единично и спорадически встречаются *Abies* и *Larix*. *Carpinus* и представители *Quercetum mixtum* также представлены единично. В "березовых" спектрах присутствует пыльца *Alnaster* и *Salix*, образуя постоянные кривые. Среди трав значительным количеством пыльцы выделяются *Chenopodiaceae*, *Artemisia*, *Poaceae*.

3. Сохранность пыльцевых зерен, как правило, плохая и очень плохая. В спектрах почти постоянно присутствует переотложенная разнообразная пыльца неогеновых растений.

4. Отложения брестского времени палинологически своеобразны и абсолютно не схожи со всеми последующими горизонтами плейстоцена.

5. Во время накопления отложений брестского надгоризонта были неоднократные перерывы, о которых свидетельствуют интервалы разреза, лишенные микрофоссилий и другой органики.

В составе карпологических остатков, изученных П.И. Дорофеевым в соответствующих отложениях в скважинах 54 (гл. 40 м), 134 (29), 136 (33,3—49,4) у д. Грушево и скв. 169 (гл. 32,4 м) у д. Рожок, выявлены умеренно-теплолюбивые и индифферентные в отношении температурных условий *Salvinia natans (L.) All.*, *Azolla interglacialis P. Nikit.*, разнообразные *Typha*, *Alismataceae*, *Carex*, *Eleocharis*. В кровле отложений вновь появляются остатки арктических *Betula* и *Salix*.

Приведенные палеоботанические данные позволяют отметить сложные и резкие климатические флуктуации во время трансгрессивной фазы наревского оледенения — два стадиальных и разделяющий их межстадиальный циклы.

По положению этих отложений они сопоставимы с началом оледенения В кромерского комплекса Нидерландов, низами среднеильинского подгоризонта ильинского горизонта нижнего неоплейстоцена России. В Литве О.П. Кондратене (1996) такие безвалунные отложения с ледниковой флорой, по которой восстанавливается перигляциальная растительность, отнесла к додзукийскому оледенению нальшя. В других схемах (Гайгалас, 1987) они соответствуют ранней стадии дзукийского оледенения.

Наревские подморенные отложения ложбин ледникового размыва. Абсолютные отметки поверхности отложений изменяются в широких пределах в зависимости от условий залегания и последующего эродирующего воздействия ледника. В ледниковых ложбинах отмечаются самые низкие отметки кровли (–125 м у г. Волковыска, –46 у г. Гродно, –38 м у г. Мосты). В Чашникской депрессии кровля наревских мелкозернистых песков (мощность 27,7 м) находится на отметке –94,6 м. В Логойской астроблеме подморенные отложения сохранились на трех изолированных участках, поверхность которых в днище приурочена к интервалу абсолютных высот от –7,2 м до –62,2 м, а на склонах поднимается до 34,4 м, куда они, вероятно, были выдавлены наревским ледником. В наиболее глубоких врезах отложения представлены песками разнозернистыми с гравием и галькой в основном осадочных пород, с четкими горизонтами размыва, на склонах — песками тонкозернистыми, горизонтально-слоистыми, глинистыми, с гнездами зеленовато-серых и темно-серых супесей.

В Гродненско-Мостовской системе ложбин наиболее низкие отметки поверхности отмечаются севернее г.п. Воропаево (–28 м), где вскрыта толща алевритистых песков (до 10 м). У г.п. Юратишки наревские подморенные водно-ледниковые отложения сохранились на отметке 13 м и представлены мелко- и среднезернистыми песками мощностью до 32 м. Кроме того, вскрываются песчаные и супесчаные отложения, приуроченные к склонам ложбин, абсолютные высоты их поверхности изменяются от 47 до 56 м.

В Видзовско-Браславской системе ложбин наревские подморенные отложения вскрыты только одной скважиной. Представлены они 3-х метровой толщей мелкозернистых песков слабоглинистых с прослоями тонкослоистых супесей, заполняющих переуглубление в днище ледниковой ложбины размыва до отметки 9 м над уровнем моря.

В Полоцкой и прослеживающейся к югу от нее системе ложбин описываемые отложения залегают на отметках от 51 до –28,6 м. Представлены они водно-ледниковыми разнозернистыми песками мощностью до 42,8 м, иногда с горизонтами размыва, южнее г. Новолукомль — песками мелкозернистыми и супесями серыми, горизонтально-слоистыми, с прослоями тонкозер-

нистого песка и темно-серых супесей с растительными остатками (мощность 65,7 м), в районе г.Борисова — разнозернистыми песками с прослоями супесей (9—32 м) или озерно-ледниковыми глинами и суглинками с прослоями песков (6,5—21,9 м).

В районе Шклова подморенные отложения сохранились в днищах ложбин на абсолютных высотах до 43,6 м ниже уровня моря, а на склонах — на отметках 49—73 м. Представлены песками разнозернистыми (мощность до 21 м) и глинами с песчаными прослоями (до 6 м).

В Гродненско-Мостовской системе ложбин абсолютные отметки поверхности отложений изменяются от –125 м в переуглублениях до 30—50 м на слонах и 50—70 м на водораздельных поверхностях. Мощность отложений от 2,5 до 40—55 м. Представлены они водно-ледниковыми разнозернистыми песками с гнездами и прослоями супесей, глин, песчано-гравийного материала. Иногда вся толща подморенных отложений (20—42 м) состоит из песчано-гравийного материала (Волковыск, Мосты, Слоним).

В окрестностях Березы наревские подморенные отложения сохранились в днищах сложно переплетающихся ложбин размыва и в озеровидных водораздельных западинах. Залегают они как в виде разобщенных линз, так и выполняют ложбины и их ответвления на значительном протяжении. Абсолютные отметки кровли отложений в днищах ложбин 50—70 м, в переуглублениях — от -6 до 13—16 м, а на водоразделах — 90—100 м. Представлены они чаще всего мелко-, тонкозернистыми песками, слоистыми супесями или ленточными глинами мощностью от 3—10 до 40—50 м, в единичных случаях до 74 м.

В ложбинах размыва в районе Бреста описываемый комплекс отложений вскрыт на отметках от 0,4—28 до 59—70 м. Максимальная мощность 36 м. Представлены они разнозернистыми песками, слабоглинистыми и плохо отсортированными, с единичными зернами гравия.

В районах гг. Минск, Слуцк, Бобруйск подморенные отложения сохранились в ложбинах размыва на отметках от –1,5 до 40 м и представлены водно-ледниковыми разнозернистыми песками (до 40 м).

На юго-востоке республики описываемые отложения вскрыты единичными скважинами. Восточнее Мозыря в Старчинской депрессии они представлены разнозернистыми песками с гравием и галькой. Кровля отложений на 43 м ниже уровня моря, мощность 29 м.

Вскрыты эти отложения также в ледниковых ложбинах, пространственно связанных с пра-долинами Днепра, Сожа, Березины. Абсолютные отметки кровли изменяются от –12 до 50—70 м. Такие колебания отметок можно объяснить последующим гляциодинамическим воздействием. Не исключена также возможность, что отложения, залегающие на отметках 50—70 м над уровнем моря и представленные мелкозернистыми песками с прослоями глин и разнозернистыми с гравием и галькой мощностью 15—31 м, могут быть аллювием.

В районах г. Докшицы, г.п. Воропаево и Кривичи подморенные отложения приурочены к замкнутым водораздельным озерным котловинам, расположенным на высоте 60—90 м над уровнем моря. Представлены они мелкозернистыми песками, алевритами с прослоями ленточных глин (мощность 3—4 м).

Наревские моренные отложения. Наревский ледник покрывал северную и центральную части территории республики. Граница его распространения проводится примерно по направлению Брест — Гомель (рис. 7.9). В настоящее время морена сохранилась в ложбинах ледникового выпахивания и размыва, а также в одиночных пунктах на водораздельных поверхностях.

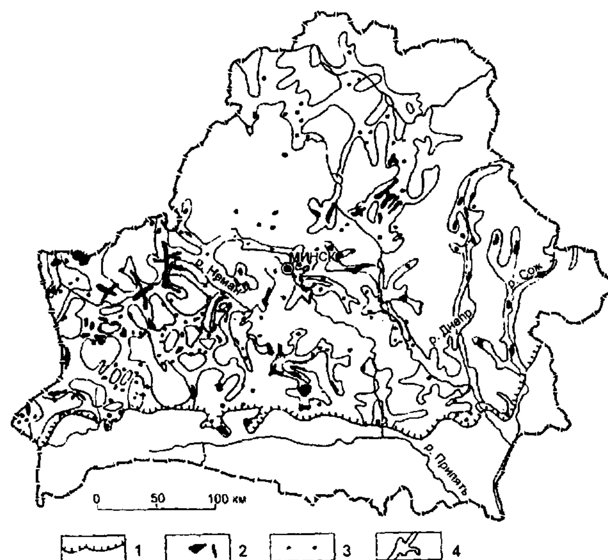


Рис. 7.9. Карта распространения наревского горизонта. Составила Р.И. Левицкая.

1 — граница наревского оледенения, 2—3 — площади (2) и пункты (3) распространения наревской морены, 4 — ложбины ледникового выпахивания и размыва и древние долины.

В ложбинах Гродненско-Мостовской системы наревская морена залегает на коренных породах или комплексе нижнеплейстоценовых отложений. Абсолютные отметки кровли изменяются от 132 до 7 м ниже уровня моря в переуглублениях ложбин, до 40—59 над уровнем моря на склонах и 70—87 м над уровнем моря на водоразделах. Мощность от 0,2—0,5 до 40—50 м. Представлены они валунными супесями, глинистыми гравийными песками с отторженцами дочетвертичных пород мощностью до 30 м. В районах гг. Мосты и Новогрудок отмечаются крупные гляциодислокации пород неогена, палеогена, мела, иногда юры (мощность от 10—20 до 122 м). Этот факт подтверждает активную выпахиваю-

щую деятельность ледниковых языков, способствующих выдавливанию мощных толщ подстилающих пород, их деформации, разрыву, сдвигу, а иногда отрыву и переносу. Не исключено, что в образовании этих дислокаций принимал участие и березинский ледник, морена которого прислоняется или перекрывает дислоцированные породы.

На Видзовско-Браславском участке морена сохранилась, в основном, в ложбинах. Южнее г. Глубокое кровля ее опущена на 72,4 м ниже уровня моря, у Браслава — -34,6 м, у г. Поставы — -4 м, а в других ложбинах — от 1—2 до 11—14 м. На склонах абсолютные высоты кровли моренных отложений возрастают до 50—80 м. Эти отложения представлены валунными супесями или суглинками, иногда глинистым песчано-гравийным материалом с гнездами и линзами разнозернистого песка, с отторженцами дочетвертичных пород. Мощность от 2—4 до 31 м.

В Полоцко-Чашникской системе ложбин наревская морена сохранилась, в основном, в южной части. Минимальные отметки кровли (–72,5 м) наблюдаются в Чашникской депрессии. Здесь морена залегает на подморенном комплексе отложений. В других ложбинах морена залегает на отметках от –9...–12 м до 19—40 м, на склонах и в отвершках ложбин высоты возрастают до 50—75 м.

В Логойской астроблеме наревская морена вскрыта на склонах и в экзарационной рытвине. Абсолютная высота кровли отложений изменяется от –77,8 м до 28—40 м. Мощность от 6—8 до 19—23 м. Представлена моренная толща валунными суглинками и супесями, которые вниз по разрезу сменяются глинистыми песками, гравийно-галечно-валунным материалом, в рытвине — с отторженцами нижележащих неогеновых алевритов.

В Шкловских ледниковых ложбинах абсолютные отметки кровли наревской морены изменяются от -18...–28 м до 40—70 м, мощность от 1—5 до 16—18 м. В районе Бреста рассматриваемый горизонт в ледниковых ложбинах залегает на отметках 29—31 м, на склонах поднимается до 66—84, а на водоразделах — до 100—102 м. Мощность ее от 2—3 до 19—24 м. Представлена валунной супесью с прослоями песка, с гнездами глин, суглинками валунными зеленовато-серыми, иногда песками разнозернистыми, глинистыми, известковыми и ожелезненными.

В районе Минска морена наревского ледника сохранилась на локальных участках в пределах выположенных ледниковых ложбин и их склонов. Отметки кровли 56—80 м, мощность варьирует от 1—2 до 22—25 м. В толще морены отмечаются отторженцы меловых и неогеновых пород. У д. Щемыслица вскрыта моренная толща мощностью до 21 м, представленная супесью серовато-бурой с зеленоватым оттенком, валунной, с гнездами песка разнозернистого, глинистого, с гравием, галькой и валунами, с отторженцами неогеновых углистых песков и черных глин с древесными остатками. В основании слоя моренные супеси темно-серые, карбонатные, насыщенные растительным детритом, с мелкими комочками мела.

На востоке республики наревская морена встречается в тальвегах ложбин выпахивания, приуроченных к долинам Днепра, Сожа и Березины. Самые низкие отметки кровли (-15 м) отмечаются в Ведричской ложбине (западнее г. Речица), максимальная мощность (до 78 м) в Сожской ледниковой ложбине.

Моренные отложения, вскрытые отдельными скважинами за пределами ложбин, имеют абсолютные отметки поверхности от 60—70 до 102—116 м. Наиболее высокие отметки кровли отмечаются в районе г. Вилейка, южнее г. Крупки, восточнее г.п. Копысь. Не исключено, что в этих районах сохранились погребенные наревские конечные морены, сложенные зеленовато-серыми валунными суглинками, бурыми валунными супесями с отторженцами доломитов. Мощность изменяется от 1—2 до 13 м. Отторженцы в наревской морене наблюдаются в районах г.п. Узда, гг. Червень, Марьина Горка, Бобруйск. В окрестностях Бобруйска отмечаются гляциодислокации мощностью до 43 м. Их наревский возраст подтверждается стратиграфическим положением в разрезе. Дислоцированные толщи представлены чешуями, сложенными меловыми, неогеновыми и девонскими породами. Кровля их поднимается до 80—130 м над уровнем моря.

С открытием в конце 70-х годов корчевских слоев (Вознячук, Величкевич, Якубовская и др., 1977; Вазнячук і інш., 1978) возникла проблема усложнения и детализации стратиграфической шкалы нижней части гляциоплейстоцена или среднего плейстоцена в новом понимании его объема. По мнению коллектива авторов, предложивших свой вариант стратиграфической схемы плейстоцена (Величкевич и др., 1992, 1996) (см. табл. 7.5), корчевские образования имеют межледниковый облик, залегают на наревской морене и перекрываются комплексом ледниковых отложений самостоятельного оледенения, названного ясельдинским (р. Ясельда, левый приток Припяти) (Санько и др., 1990; Величкевич, Рылова, Санько и др., 1993). Такая стратиграфическая позиция корчевских отложений опирается на предположение, что наревский ледниковый комплекс в их современном понимании (и в предлагаемой схеме) образован двумя оледенениями — собственно наревским, меньшим по размерам, и более мощным и продолжительным ясельдинским. Решение этой важной проблемы — дело будущих исследований, здесь же мы ограничимся лишь краткой характеристикой ископаемой биоты корчевского разреза.

Голостратотип **корчевского межледниковья** — разрез древнеозерных образований, выходящих на

поверхность в карьере кирпичного завода на левом берегу р. Сервечь (левый приток Немана) между дд. Корчево и Елизаровщина Барановичского р-на, примерно в 6 км восточнее г.п. Городище (Вазнячук і інш., 1978). Толща представляет собой чередование глинистых и оторфованных гиттий с темно-серыми суглинками различной степени гумусированности. Корчевские слои вскрыты также несколькими буровыми скважинами: у д. Мачулищи под Минском (Комаровский, Якубовская, 1988), у д. Романюки близ Новогрудка, у д. Постолово Березинского р-на (Величкевич и др., 1993).

Для палинологических диаграмм стратотипическго разреза корчевского межледниковья характерны следующие особенности: пыльца *Quercetum mixtum*, *Alnus*, *Corylus* появляется почти одновременно, а чуть позднее *Carpinus* (max. 12 %); пыльца *Quercus* преобладает среди других широколиственных пород (max. 24 %); пыльцы *Corylus* в отложениях климатического оптимума немного — до 8—9 %; в спектрах единично присутствует пыльца *Taxus*, *Pinus strobus L.*, *P. sect. Cembrae*, *Picea sect. Omorica*, споры *Selaginella* типа дворецкой, массулы *Salvinia*, *Azolla*.

Специфику семенных флор корчевского времени отражает комплекс вымерших видов травянистых растений: *Azolla interglacialis P. Nikit.*, *Potamogeton perforatus Wieliczk.*, *P. dvinensis Wieliczk.*, *P. pseudorutilus Dorof.*, *P. panormitanoides Dorof.*, *Alisma minima (Nikit.) Dorof.*, *Stratiotes cf. intermedius (Hartz) Chandl.*, *Scirpus atroviroides Dorof.*, *S. kreczetoviczii Wieliczk.*, *Eleocharis praemaximowiczii Dorof.*, *Carex paucifloroides Wieliczk.*, *Caulinia antiqua T.V. Jakub.*, *Ranunculus sceleratoides P. Nikit. ex Dorof.*, *Aldrovanda zussii T.V. Jakub.*, не встречающихся в подобном сочетании во флорах других межледниковий Беларуси.

Микротериофауна корчевского разреза, по данным А.Н. Мотузко (1985), включает: *Trogontherium sp.*, *Mimomys intermedius New.*, *Microtus ratticepoides Hinton*, *M. nivaloides F. Major*, *M. aff. gregalis Pall.*, *M. ex gr. hyperboreus-middendorfii*, *Microtus sp.*, *Pitymys hintoni Kretz.*, *Clethrionomys aff. glareolus Schreb.* и др. Руководящий вид этого комплекса — *Mimomys intermedius New.*, сопутствующие виды — некорнезубые серые полевки.

Малакофауна разреза Корчево представлена *Bithynia labiata Neumayr*, *Pisidium astartoides Sandberger*, *Gyraulus albus (Müller)*, *Valvata cristata Müller* и др. (всего 32 таксона).

Для палеоэнтомофауны корчевского разреза характерно присутствие термофильных видов *Chlaenius tristis Schall.*, *Oodes helopoides F.*, *Pterostichus melanarius Ill.*, *Odocantha melanura L.*, *Colymbetes paukulii Er.*, *Donacia obscura Gyll.*, *Hydronomus alismatis Marsh.*, а также древних вымерших видов — *Morychus viridis var. michailovski Nazarov*, *Normandia sp.*, *Dorcadion sp.*, *Rhysophagidae gen.*, *Anthicidae gen.*

Нерасчлененные наревско-березинские отложения представлены комплексом преимущественно водно-ледниковых песков, залегающих между наревским и березинским ледниковыми горизонтами. На значительной части территории республики эти отложения не обнаружены, что объясняется эродирующей деятельностью березинского ледника и его талых вод, наиболее активно проявившейся на древних водоразделах и в районах относительно активных неотектонических процессов. Описываемые отложения отсутствуют на большей части территории Луковско-Ратновского выступа фундамента, между гг. Столин и Наровля (южная прибортовая зона Припятского прогиба и северные отроги Украинского щита), на юго-востоке и востоке республики (Брагинско-Лоевская седловина, Жлобинская седловина, Суражский выступ, Оршанская впадина), где абсолютные отметки кровли дочетвертичных пород достигают 100—175 м. На перечисленных площадях водно-ледниковые отложения сохранились только в небольших понижениях и ледниковых ложбинах. В центральной и западной частях территории республики наревско-березинские отложения отсутствуют в районах гг. Гродно, Волковыск, Слоним, Копыль, Дрогичин, Молодечно, Борисов, Логойск.

Поверхность рассматриваемого комплекса в целом понижается в северо-западном направлении. Наиболее высокое залегание кровли отмечается восточнее Орши (151—170 м), в районах Бегомля (до 138), Кобрина и Иванова (121—127), Старобина и Старых Дорог (112—116), Бреста (110—115 м). В долинообразных понижениях и ледниковых ложбинах, расположенных в этих районах, кровля опускается соответственно до 90—80 и 60—50 м.

На северо-западе отметки поверхности водноледниковых отложений на водоразделах, как правило, не поднимаются выше 80—90 м. В ледниковых ложбинах они опускаются до 40—20 м, а в переуглублениях — до –108 м в районе г. Гродно, –53 м у г. Волковыска и –28 м у г. Мосты.

В северной части Беларуси кровля описываемых отложений на водоразделах находится на отметках 100—120 м. В ледниковых ложбинах опускается до 10—13 м, а в отдельных переуглублениях залегает ниже уровня моря (–23 м северо-восточнее г.п. Воропаево, –37 у г.п. Бешенковичи, –41 у г. Чашники, –48 м у г. Глубокое).

Мощности межморенных отложений изменяются от 1—2 до 145 м, в основном составляют 10—15 м. В районе Минска они достигают 61—66 м, Клецка — 59, Новогрудка — 34, Волковыска — 41, Бреста — 43, Борисова — 70, Жодино — 40, г.п. Копысь — 57 м. Участки с повышенными мощностями, как правило, ориентированы в субширотном направлении и образуют три прерывистые дугообразные полосы, сменяющие друг друга в направлении с юго-востока на северо-запад. Не

исключается возможность, что эти поверхности могут представлять собой погребенные краевые флювиогляциальные гряды с абсолютными отметками до 134—170 м.

Мощности отложений в тальвегах ледниковых ложбин варьируют от 30—50 до 102—105 м. Чаще всего это мелкозернистые пески с прослоями супесей или ленточных глин, а в районе Слонима одна из ложбин заполнена 55-ти метровой толщей глин с прослоями супесей. В отдельных случаях межморенные отложения заполняют наревские ледниковые ложбины, как-бы полностью их "консервируя". Мощности песков в таких погребенных формах достигают 145 м у д. Тиховоля, 83 севернее Новогрудка, 82 юго-западнее Щучина, 50 м южнее Слуцка. Иногда резкое увеличение толщи отложений отмечается на склонах ложбин, что может быть связано с процессами их выдавливания ледником. Такие валы выдавливания зафиксированы в районах Новогрудка (до 43 м разнозернистых песков с включением до 20 % гравийно-галечного материала), г. Столбцы (до 60 м песков разнозернистых), восточнее Волковыска (до 38 м песков тонко-, мелкозернистых и тонких алевритовых супесей), севернее г. Осиповичи (64 м разнозернистых песков с редким гравием), у г. Глубокое (152 м песков с линзами супесей), у Шклова (124 м слоистых алевритов, супесей и разнозернистых песков), у Логойска (103 м разнозернистых песков) и др. В то же самое время в ряде ледниковых ложбин, четко выделяющихся в кровле межморенного горизонта, отмечаются мощности менее 10 м, что указывает на преобладание в них эрозионных процессов.

В составе нерасчлененного комплекса отложений преобладают пески разнозернистые, чаще мелкозернистые, с прослоями, линзами и гнездами супесей, суглинков, глин, песчано-гравийного материала. Иногда вся толща представлена супесчаными или суглинистыми осадками или песчано-гравийным материалом. На участке г. Молодечно — г.п. Радошковичи наревско-березинские отложения на отметках 60—90 м над уровнем моря сформировали своеобразную поверхность с останцами дочетвертичных пород. Сложена она разнозернистыми песками, в северной части с горизонтами размыва, озерно-ледниковыми глинами и суглинками, озерными тонкими супесями, залегающими как в верхней части разреза, так и под песками. Мощность отложений от 3-10 до 30-40 м.

Беловежский горизонт

Межледниковые отложения беловежского времени изучены палеонтологически в нескольких десятках разрезов (рис. 7.10), тяготеющих, главным образом, к долинам крупных рек (Днепр, Припять, Неман) и их притоков. Мощность озерных, озерно-старичных, болотных образований в Белорусском Поозерье, на возвышенностях и грядах Центральной Беларуси и прилегающих

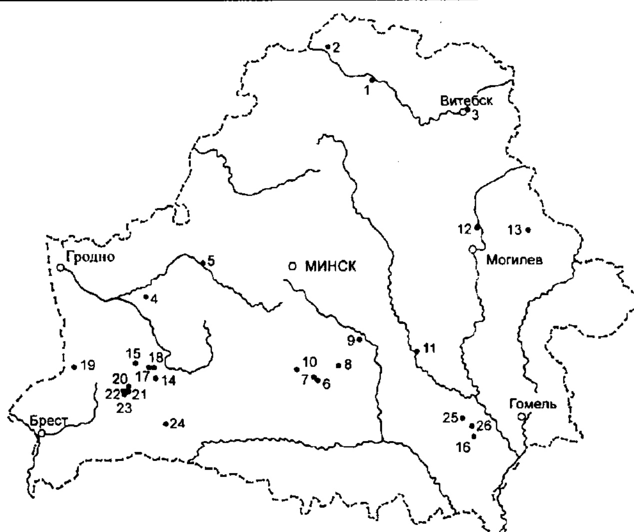


Рис. 7.10. Расположение разрезов беловежского межледниковья.

1 — Почтари, 2 — Обухово, 3 — Пушкари, 4 — Мальковичи, 5 — Николаево, 6 — Старобин, 7 — Пиваши, 8 — Костеши, 9 — Александровка, 10 — Выгода, 11 — Углы, 12 —Нижнинский Ров, 13 — Щекотово, 14 — Яглевичи, 15 — Ятвезь, 16 — Красная Дуброва, 17 — Алексейки, 18 — Гощево, 19 — Борки, 20 — Смолярка, 21 — Стригин, 22 — Голицы, 23 — Сигневичи, 24 — Мотоль, 25 — Чкалово, 26 — Рассвет.

равнинах колеблется от нескольких до 13—15 м, достигает 20 м и более в Полесье. Представлены межледниковые отложения мергелями, известковистыми и торфянистыми гиттиями, сапропелитами, доломитами, в различной степени гумусированными супесями, торфами. Одной из интересных особенностей беловежских межледниковых толщ является двучленность их строения. В ряде наиболее полных разрезов этого времени (Нижнинский Ров, Красная Дуброва, Смолярка и др.) представлены отложения двух термических оптимумов межледникового ранга, разделенные слоями с перигляциальными спорово-пыльцевыми спектрами и остатками аркто-бореальной флоры и фауны. Эта уникальная для плейстоценовых межледниковий особенность послужила Л.Н. Вознячуку (1981) основанием для выделения в наревско-березинском интервале двух самостоятельных (беловежское и могилевское) межледниковий, разделенных перигляциальными образованиями нижнинского оледенения. Таких же взглядов придерживаются и авторы новой стратиграфической схемы (Величкевич и др., 1992, 1996). Следует отметить, что до недавнего времени отложения с двумя климатическими оптимумами, отраженными на спорово-пыльцевых диаграммах, относились к шкловскому (рославльскому) межледниковью, помещаемому в днепровско-сожский межморенный интервал (Горецкий, 1970; Махнач, 1971; Гурский, 1974; Еловичева, 1979 и др.), причем такая точка зрения до сих пор имеет своих сторонников в Беларуси и в других регионах.

Стратотип беловежских отложений — разрез Борки в Беловежской пуще (Пружанский р-н), где скв. 153 в конце 50-х годов была вскрыта толща карбонатных гиттий, залегающих на глубине 87,0—100,5 м на маломощной (1,5 м) наревской морене и перекрытых двумя горизонтами морен. Л.Н. Вознячук (1961), на основании спорово-пыльцевой диаграммы Э.И. Кобец, отнес эти гиттии к новому, впервые выделенному им беловежскому межледниковью и считал, что в разрезе зафиксирована вторая половина дубово-вязового климатического оптимума, заключительные фазы межледниковья и переход к последующему оледенению (Вознячук и др., 1971).

Бурение двух контрольных скважин, проведенное в 1980 и 1989 гг., позволило изучить межледниковые образования комплексно и избрать в качестве парастратотипа разрез скв. 2Г (Якубовская, Хурсевич, Рылова, 1991; Якубовская, Кондратене, 1991). Спорово-пыльцевая диаграмма, полученная Т.Б. Рыловой из отложений в интервале глубин 87,8—105,0 м (рис. 7.11), воспроизводит историю развития растительности межледниковья с начала нижнего климатического оптимума до перехода к последующему оледенению (похолоданию). На ней отражены следующие палинозоны: bl_2 — *Pinus* (79 %), *Betula* (3,5), *Alnus* (1,5), *Quercus* (4), *Ulmus* (6), *Picea* (0,5), *Larix* (1), *Taxus* (1 %); bl_3 — *Quercus* (61 %), *Ulmus* (40), *Tilia* (5), *Pinus* (20 %); bl_4 — *Quercus* (60 %), *Ulmus* (41), *Tilia* (7), *Fraxinus* (1,5), *Acer* (0,5), *Alnus* (27), *Corylus* (55 %); bl_5 — *Quercus* (34 %), *Ulmus* (6), *Corylus* (16), *Alnus* (16), *Pinus* (24), *Betula* (18), *Abies* (0,5), *Picea* (3,5 %); bl_6 — *Pinus* (9 %), *Betula* (37), *Picea* (3,5), *Juniperus* (0,5 %).

Семенная флора скв. 2Г насчитывает 71 таксон и включает группу вымерших видов, унаследованных от плиоценовой флоры (*Caulinia ex gr. tenuissima (A. Br. ex Magnus) Tzvel.*, *Stratiotes cf. intermedius (Hartz) Chandl.*, *Scirpus atroviroides Dorof.*, *Carex paucifloroides Wieliczk.*, *Nymphaea cf. pusilla Dorof.*, *Ranunculus sceleratoides P. Nikit. ex Dorof.*), либо собственно плейстоценовых (*Nymphaea cinerea Wieliczk.*, *Hypericum pleistocenicum Wieliczk.*), которые характерны для наиболее древних межледниковых флор Беларуси. По признаку доминирования в тафоценозах (более 10 остатков) во флоре преобладают: *Salvinia natans (L.) All.*, *Picea sect. Picea*, *Typha latifolia L.*, *Potamogeton vaginatus Turcz.*, *P. perfoliatus L.*, *Najas marina L.*, *Caulinia minor (All.) Coss. et Germ.*, *Stratiotes cf. intermedius (Hartz) Chandl.*, *Betula alba L.*, *Rumex maritimus L.*, *Nuphar lutea (L.) Smith*, *Ranunculus sceleratus L.*, *R. sceleratoides P. Nikit. ex Dorof.*, *Hippuris vulgaris L.*, *Menyanthes trifoliata L.*, воспроизводящие богатую растительность межледникового типа. В распределении растительных остатков по разрезу отчетливо выделяется интервал, соответствующий оптимуму межледниковья, где сосредоточены все теплолюбивые и вымершие виды.

Диатомовая флора, выявленная Г.К. Хурсевич из отложений в интервале глубин 97,6—105,4 м и на уровне 96,0 м, насчитывает 144 вида и внутривидовых таксона. Беловежский возраст отложений определяется благодаря присутствию характерной только для этого времени типовой разновидности — *Cyclotella reczickiae var. reczickiae Khurs. et Log.* (до 7,5 %), а также реликтов плиоценовой флоры — *C. comta var. pliocaenica Krasske* (8 %) и *C. comta var. lichvinensis (Jousé) Log.* (до 25 %). Следует также отметить находку *Cyclotella reczickiae var. diversa Log.* (до 45,5 %), впервые описанную из беловежской флоры, но дожившей в плейстоцене Беларуси до муравинского межледниковья.

По раковинам пресноводных моллюсков, обнаруженных на глубине 86,6—104,0 м, установлено 15 таксонов, среди которых преобладают виды из родов *Bithynia Leach*, *Pisidium C. Pfeiffer*, *Valvata Müller*, но представлен и плиоценовый реликт — *Pisidium astartoides Sandberger*, свидетельствующий о несомненной древности данной фауны.

Отложения нижней части беловежского межледниковья хорошо изучены в палеонтологическом отношении в разрезах Костеши, Обухово, Мотоль, Нижнинский Ров, Николаево, Красная Дуброва, Смолярка, Стригин, Голицы, Яглевичи, Ятвезь и др. (Величкевич, 1982; Махнач, Хурсевич, Логинова и др., 1982; Рылова, 1985; Махнач, Рылова, 1986; Хурсевич, Логинова, 1986; Якубовская, 1986; Рылова, Хурсевич, 1989; Величкевич, Рылова, Санько и др., 1993 и др.). По обобщенным данным спорово-пыльцевых исследований картина развития растительности в беловежском межледниковье на территории Беларуси отражена в такой последовательности фаз:

bl_1 — смешанные березово-хвойные (елово-лиственнично-сосновые) и хвойно-березовые леса;

bl_2 — сосново-березовые леса с примесью *Larix*, *Picea*, *Alnus*, широколиственных пород и лещины;

bl_3 — смешанные широколиственно-хвойные леса с преобладанием *Quercus*, *Ulmus* и примесью *Betula* и *Alnus*;

bl_4 — широколиственные (*Quercus*, *Ulmus*, *Tilia*, *Acer*, *Fraxinus*) с *Pinus*, *Picea*, *Betula* или широколиственно-хвойные леса с хорошо развитым подлеском из лещины и ольшаниками на пониженных и увлажненных местах;

bl_5 — широколиственно-елово-пихтовые леса с обильным подлеском из лещины, ольшаники;

bl_6 — хвойные (сосновые или елово-сосновые) леса с участием *Betula*, *Alnus* и широколиственных (*Quercus*, *Ulmus*, *Tilia*) пород;

bl_7 — хвойные (сосновые и сосново-еловые) леса с примесью *Betula*;

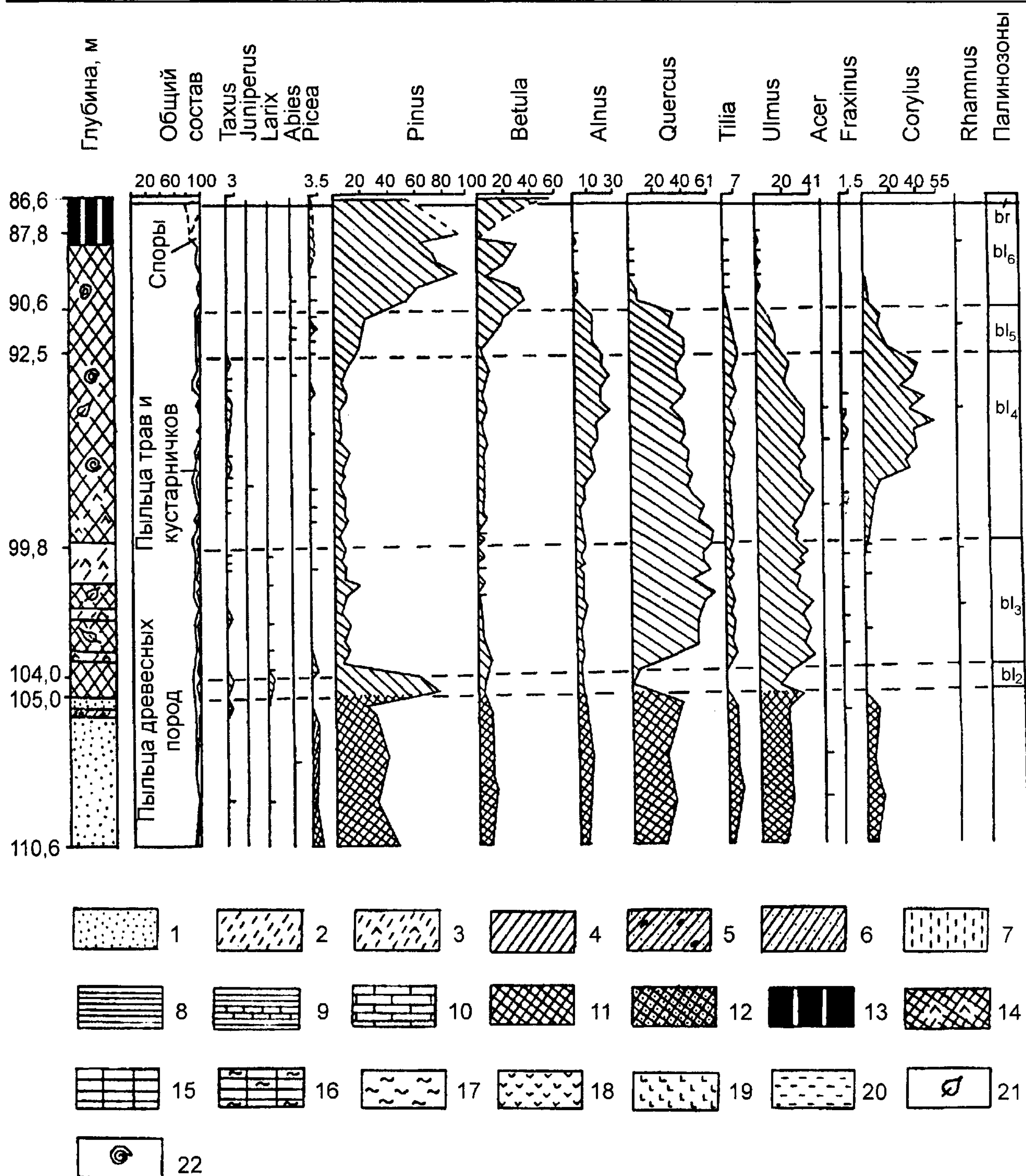


Рис. 7.11. Палинологическая диаграмма беловежских межледниковых отложений, вскрытых скв. 2Г у д. Борки (анализ Т.Б. Рыловой).

Условные обозначения для спорово-пыльцевых и диатомовых диаграмм (к рисункам 7.11, 7.15, 7.16, 7.20, 7.21, 7.23, 7.24, 7.27—7.29): 1 — песок, 2 — супесь тонкая, 3 — супесь диатомовая, 4 — суглинок, 5 — суглинок с зернами песка и гравия, 6 — суглинок песчанистый, 7 — алеврит, 8 — глина, 9 — глина карбонатная, 10 — мергель, 11 — гиттия, 12 — гиттия песчанистая, 13 — гиттия торфянистая, 14 — гиттия диатомовая, 15 — сапропель, 16 — сапропель грубодетритовый, 17 — сапропелит, 18 — торф, 19 — торф древесный, 20 — ил, 21 — растительные остатки, 22 — раковины моллюсков.

bl_8 — хвойно-мелколиственные (*Pinus, Picea, Larix, Abies, Betula*) разреженные леса; увеличение роли травянистых ассоциаций открытых биотопов.

Спорово-пыльцевые спектры нижней части беловежских отложений отличаются от спектров из верхней части, равно как и от всех других межледниковий плейстоцена, следующими характерными признаками: значительным участием в фазе bl_1 пыльцы *Larix* (до 14 %) и *Picea* (до 12 %); неодновременным появлением пыльцы широколиственных пород (вначале в значительном количестве появляется пыльца *Quercus* и *Ulmus*, а затем одновременно появляется пыльца *Tilia* (до 12 %) и *Corylus* (до 70 %); преобладанием пыльцы *Quercus* и *Ulmus* среди широколиственных пород в течение всего климатического оптимума; необычно высоким, в сравнении с другими межледниковыми спектрами, содержанием пыльцы *Ulmus*; появлением пыльцы *Alnus* (до 33 %) одновременно с *Quercus* и *Ulmus*, либо позднее, вместе с *Tilia* и *Corylus*; присутствием (в юго-западных разрезах значительным) пыльцы *Abies* (до 7 %) и *Picea* (до 22 %) в конце климатического оптимума при одновременно высоком содержании пыльцы широколиственных пород, *Corylus* и *Alnus*; отсутствием либо незначительным участием пыльцы *Carpinus*.

Отмеченные особенности характерны для диаграмм нижнего оптимума фердинандувского межледниковья Польши (разрезы Ferdinandow, Lukow, Felecie, Bialobrzegow, Buczyna) (Sobolewska, 1969; Janczyk-Kopikowa et al., 1981; Janczyk-Kopikowa, 1991_2; Lindner et al., 1991 и др.), которые однако фиксируют более значительную роль в растительном покрове *Abies, Picea*, участие *Taxus, Ilex, Celtis*. Близкий состав спорово-пыльцевых спектров имеют диаграммы артернского межледниковья Германии (Erd, 1973, 1978), жидиньского межледниковья Латвии (Даниланс и др., 1964; Даниланс, 1973; Кондратене, Хурсевич, Логинова, 1985), мучкапского (прежде рославльского) межледниковья России.

Семенные флоры нижней части толщи беловежского времени имеют ряд четких возрастных признаков, позволяющих выделять их среди других межледниковых флор плейстоцена. В большой и разнообразной по составу группе древесных пород и кустарников, насчитывающей более 30 таксонов, численно преобладают широколиственные породы, но по количеству остатков ведущая роль принадлежит хвойным, в первую очередь *Larix decidua Mill.*, представленной обильными и разнообразными остатками как в нижней, так и в верхней частях межледниковой толщи. Среди травянистых растений выделяется значительная группа экзотов — вымерших и ныне существующих внеевропейских видов как унаследованных от более древних флор, так и появившихся в процессе эволюции самой плейстоценовой флоры. К их числу относятся *Carex paucifloroides Wieliczk., Scirpus atroviroides Dorof., Potamogeton perforatus Wieliczk., P. sarjanensis Wieliczk., P. panormitanoides Dorof., Caulinia macrosperma Wieliczk., C. interglacialis Wieliczk., Brasenia borysthenica Wieliczk., Euryale byelorussica Wieliczk., Aldrovanda borysthenica Wieliczk., Hypericum pleistocenicum Wieliczk., Nymphaea cinerea Wieliczk.* Часть из них встречается и в отложениях более молодого возраста, но в неоплейстоцен они не переходят. Наиболее характерны для флор рассматриваемого отрезка времени *Brasenia borysthenica Wieliczk., Caulinia macrosperma Wieliczk., Aldrovanda borysthenica Wieliczk.*

Флоры нижней части беловежской толщи Беларуси хорошо коррелируются с флорами глазовского оптимума рославльского (ныне мучкапского) межледниковья России, особенно с флорами Смоленской, Тверской, Московской областей, имеющих практически идентичный набор экзотов (Величкевич, 1981_2, 1982; Бирюков и др., 1992). В отложениях фердинандувского межледниковья Польши семенные флоры изучены слабо, но непосредственное сличение коллекций ископаемых остатков из некоторых белорусских разрезов и стратотипического разреза Фердинандув показало их однотипность по составу и наличие общих экзотов (*Potamogeton sarjanensis Wieliczk., P. panormitanoides Dorof.* и др.).

Диатомовая флора нижней части беловежской толщи насчитывает в своем составе 275 таксонов и имеет следующие особенности: высокое содержание вымерших плиоцен-плейстоценовых форм (*Cyclotella comta var. pliocaenica Krasske* — до 30 %, *C. comta var. lichvinensis (Jousé) Log.* — до 25 %); значительное участие видов-индикаторов беловежского времени (*Cyclotella reczickiae Khurs. et Log. var. reczickiae* — до 11 %, *Stephanodiscus determinatus Khurs.* — 16, *S. styliferum Khurs.* — до 2, *S. raripunctatus Khurs. et Log.* — до 17% и др.); высокую численность таксонов, возраст которых ограничен рамками беловежского — муравинского межледниковий (*Cyclotella reczickiae var. diversa Log.* — до 46 %, *Stephanodiscus peculiaris Khurs.* — до 22 %); интенсивное развитие *S. niagarae var. insuetus Khurs. et Log.* и переходных от этой разновидности форм к *S. rotula (Kütz.) Hendey*. Почти все отмеченные особенности белорусских диатомовых флор свойственны диатомовым комплексам таких разрезов мучкапского межледниковья России, как Польное Лапино и Тамбов в бассейне Дона, Бибирево в Ярославльско-Костромском Поволжье, Подруднянский в Верхнем Поднепровье, Балашиха под Москвой (Анциферова, 1987, 1991), а также разрезов Жидини в Латвии (Хурсевич, 1984; Кондратене, Хурсевич, Логинова, 1985) и Фердинандув (Хурсевич и др., 1990), Белхатув и Подледув в Польше (Marciniak, 1990).

Беловежская фауна моллюсков, выявленная в разрезах Борки и Ятвезь, насчитывает около 20 таксонов и представлена исключительно пресноводными видами. В ее составе нет ярко выраженных термофилов,

но ряд видов характерен для сообществ неоптимальных фаз межледниковий (*Lithoglyphus naticoides (Pfeiffer), Viviparus sp.*, плиоценовый реликт *Pisidium astaroides Sandberger*). Сходные ассоциации моллюсков установлены в разрезах Подруднянский и Кириллы Рославльского страторайона (Шик, 1959), а также в кромерских лесных слоях Англии (материалы А.Ф. Санько по полевым сборам В.И. Назарова). Кроме названных форм общими для этих фаун являются *Pisidium casertanum (Poli), P. moitessierianum Paladilche, P. amnicum (Müller)* и некоторые другие виды.

Палеоэнтомофауна беловежского времени наиболее полно изучена в разрезе Нижнинский Ров. В термическом максимуме межледниковья она представлена видами, обитающими сейчас вблизи южной границы распространения хвойно-широколиственных лесов при отсутствии представителей трибы *Omaliini* и рода *Otiorhynchus*. Присутствие *Chlaenius tristis Schall.* и *Dascillus cervinus L.* показывает, что термические условия этого эпизода были теплее современных (среднеиюльские температуры выше как минимум на 2°С). В ископаемой фауне преобладают полужесткокрылые *Pentatoma rufipes L., Zicrona caerulea L., Ilyocoris cimicoides L.*; жужелицы *Bembidion doris Panz., Oodes helopoides F., Pterostichus aterrimus Hbst., P. nigrita Fabr., P. minor Gyll.*; плавунцы *Copelatus haemorrhoidalis F., Acilius sulcatus L., Cybister lateralimarginalis Deg.*; карапузик *Margarinotus striola Sahlb.*; рогачик *Sinodendron cylindricum L.*; радужницы *Donacia obscura Gyll., Olateumaris braccata Scop.*; долгоносики *Curculio (s. st.) sp., Limnobaris pilistriata Steph.* Изменение ландшафтно-климатической обстановки в течение беловежского межледниковья позволило выделить 7 комплексов характерных видов. В составе энтомофауны встречены склериты 9 видов, которые не удалось идентифицировать с современными из-за отличий в морфологическом строении. Косвенным доказательством древности беловежского горизонта является тип сохранности микроскульптуры у *Epaphius rivularis Gyll.*, когда расширение и уплощение бороздок ведет к исчезновению иридизирующего блеска, однако бороздки сохраняются не только в углублениях междурядий, но и на их дисках. Беловежский тип сохранности микроскульптуры занимает промежуточное место между корчевским и александрийским.

Слои промежуточного похолодания, разделявшего время формирования межледниковой толщи, представлены в каждом полном разрезе беловежского комплекса, однако лучше всего они изучены в четырех разрезах. В качестве стратотипа нижнинского похолодания (малого оледенения) Л.Н. Вознячуком (1985) избран разрез Нижнинский Ров, в котором между двумя толщами торфа залегает около полуметра зеленовато-серых супесей, суглинков и озерных алевритов с прослойками песка, зернами гравия и галькой. На основании спорово-пыльцевых диаграмм Н.А. Махнач Л.Н. Вознячук выделил для этой части разреза следующие палинозоны (снизу вверх): I — березы (до 80 %), лиственницы (до 42), ели (до 24), можжевельника (до 6), пыльцы трав (до 52), преимущественно полыней (36 %); зеленых мхов (до 51 %); II (1) — березы (до 76 %), лиственницы (до 5 %); II (2) — сосны (до 70 %), березы (40) и ели (20) с примесью ольхи (7), дуба (4), вяза (2), липы (2), лещины (6), пыльцы древесных пород (95 %); слой палинозоны II (I) и II (2) отвечает интерстадиалу рассматриваемого оледенения; III — березы (до 95 %, преимущественно карликовой), лиственницы (4) и ольховника (3), ивы (5), эфедры (2), пыльцы трав (61), главным образом полыни (63), маревых (22), гвоздичных (5), злаковых (36), осоковых (26), дриады восьмилепестковой (158), хвоща (27), зеленых мхов (до 380 %), *Selaginella selaginoides (L.) Link.* О.П. Кондратене (Кондратене, Санько, 1985) перигляциальные осадки расчистки 2 в овраге Нижнинский Ров расчленила на пыльцевые зоны VIII—XI (рис. 7.12) и тоже выделила два отрезка времени с признаками сурового субарктического климата и разделяющий их интерстадиал с более мягким климатом, во время которого на территории исследований произрастали леса бореального типа. Более детально отложения промежуточного похолодания расчленены в разрезе Голицы (скв. 1474) по палинологическим материалам Т.Б. Рыловой (Величкевич, Рылова, Санько и др., 1993). Здесь выше межледниковой толщи, хорошо сопоставляемой по палинологическим и палеокарпологическим данным с межледниковой частью разреза Борки, на гл. 15,4—18,8 м выделены три спорово-пыльцевых комплекса, отвечающие двум стадиальным похолоданиям (селецкое и вининское) и межстадиальному (голицкому) потеплению между ними.

В разрезе скв. 55Б (д. Красная Дуброва Речицкого р-на) толща перигляциальных карбонатных супесей зеленовато-серого цвета, вскрытая на гл. 31,3—34,4 м между оптимумами беловежского межледниковья, детально изучена спорово-пыльцевым (Махнач, Рылова, 1986) и диатомовым (Хурсевич, Логинова, 1986) методами. Для палинокомплекса этой части разреза характерно господство пыльцы *Betula* (max. 100 %), представленной, главным образом, кустарниковыми формами *B. nana L.* и *B. humilis Schrank*, а также пыльцы *Artemisia* (до 84 %), среди которой много недоразвитых зерен. На пыльцу *Pinus* приходится от 15 до 55 %, *Picea* — до 8, *Larix* — до 3 %. Много зерен *Salix* (до 27 %). Среди травянистых растений, кроме *Artemisia*, в значительном количестве присутствуют *Poaceae* (до 22 %), *Chenopodiaceae* (до 34), *Asteraceae* (до 7 %), а также *Caryophyllaceae, Polygonaceae, Plantaginaceae, Saxifra-gaceae, Ranunculaceae* (в том числе много *Thalictrum*) и т. д. Встречены также *Ephedra, Helianthemum*, а в ряде образцов единичные споры *Selaginella sibirica (Milde) Hieron.*

Рис. 7.12. Палинологическая диаграмма расчистки 2 в овраге Нижнинский Ров (анализ О.П. Кондратене).

1 — пыльца древесных растений, 2 — пыльца травянистых растений, 3 — споры, 4 — зелёные мхи, 5 — сфагновые мхи, 6 — папоротники; 7 — хвощевые, 8 — полушниковые, 9 — содержание пыльцы и спор в 1 г осадка. Остальные условные обозначения на рис. 7.11.

Приведенный перигляциальный состав спектров свидетельствует о том, что во время накопления осадков в характеризуемом интервале глубин на территории Северной Европы было оледенение, предельная граница распространения которого располагалась значительно севернее территории Беларуси. Кроме того, суровые климатические условия времени формирования супесей на гл. 31,4—34,4 м в разрезе скв. 55Б подтверждены результатами диатомового анализа. Выявленная в этих отложениях диатомовая флора представлена очень мелкими и нередко уродливыми экземплярами литоральных видов *Opephora martyi Herib.* (до 21 %), *Fragilaria brevistriata Grun.* (30—50), *F. construens (Ehr.) Grun.* с разновидностями (25—32), *Amphora pediculus Kütz.* (до 58), *Navicula scutelloides W. Sm.* (до 13), *Gyrosigma attenuatum (Kütz.) Rabenh.* (до 6 %) и др.

Недавно слои с перигляциальными спорово-пыльцевыми спектрами, отвечающими промежуточному похолоданию беловежского времени, обнаружены Т.Б. Рыловой в разрезе скв. 3 у д. Смолярка Березовского р-на, которая дублирует пробуренную здесь ранее скв. 13 с типично беловежской семенной флорой (Величкевич, 1985) и палинологической диаграммой (Рылова, 1985). В скв. 5 (д. Ятвезь Ивацевичского р-на) эти же слои изучены диатомовым и палеокарпологическим методами. В диатомовой флоре преобладают эвритермные виды из рода *Fragilaria Lyngb.*, а также *Synedra ulna (Nitzsch.) Ehr.* и *Cocconeis placentula Ehr.* с разновидностями, широко распространенными среди макрофитов. Отмечено присутствие таких относительно холодноводных видов, как *Cocconeis disculus (Schum.) Cl.* (6,7 %), *Tetracyclus emarginatus (Ehr.) W. Sm.* (6,5), *Diatoma vulgare var. ehrenbergii (Kütz.) Grun.* (до 5,5), *Cymbella aspera (Ehr.) Cl.* (1,5 %) и др. Для семенной флоры характерен обедненный состав, присутствие холодостойких *Potamogeton*, *Ranunculus*, *Betula* и др.

Анализ спорово-пыльцевых материалов М.М. Цапенко и Н.А. Махнач (1966) по известному разрезу Углы (скв. 21) в бассейне Березины показал, что здесь также хорошо представлены слои, отвечающие похолоданию беловежского времени, среди которых даже выделяются два интерстадиальных потепления, чередующиеся с более холодными стадиальными спектрами.

Отложения промежуточного похолодания рассмотренных разрезов Беларуси хорошо коррелируются с аналогичными слоями разреза Жидини в Латвии (Кондратене и др., 1985) и ряда разрезов фердинандувского межледниковья Польши (Janczyk-Kopikowa, 1991_2; Lindner et al., 1991).

Отложения верхнего климатического оптимума беловежского времени, долгое время относимые к образованиям рославльского (лысогорского) климатического оптимума шкловского межледниковья, по данным комплексных палеонтологических исследований последнего десятилетия, оказались значительно древнее и вместе с отложениями нижнего межледникового интервала помещены в доберезинскую часть предлагаемой стратиграфической схемы. Л.Н. Вознячук (1981) и группа исследователей (Величкевич и др., 1992, 1996) рассматривают этот интервал в качестве особого "могилевского" межледниковья, стратотипом которого является разрез Нижнинский Ров на Днепре. Среди многочисленных спорово-пыльцевых диаграмм, зафиксировавших картину развития растительности в течение накопления верхней из двух вскрывающихся здесь толщ старично-болотных образований (материалы Н.А. Махнач, Я.К. Еловичевой, О.П. Кондратене, Т.Б. Рыловой), наиболее полной представляется диаграмма из расчистки 2 (Кондратене, Санько, 1985). Для собственно межледниковых слоев верхнего интервала О.П. Кондратене выделила четыре палинозоны (см. рис. 7.12): XII — *Betula* — *Larix* — *Pinus*; XIII — *Quercus* — *Ulmus* — *Tilia*; XIV — *Carpinus* — *Quercus* — *Ulmus* — *Tilia* — *Picea* — *Pinus*; XV — *Betula* — *Pinus* — *Larix*. Примерно такая же последовательность палинозон приводится Я.К. Еловичевой для верхней флороносной толщи Нижнинского Рва (Горецкий и др., 1987). Вместе с тем на некоторых спорово-пыльцевых диаграммах этой части нижнинского разреза наблюдается разнобой в появлении, кульминации и количестве пыльцы отдельных таксонов (Махнач, 1971; Еловичева, 1979; Кондратене, Санько, 1985). На одних диаграммах широколиственные породы (*Alnus* и *Corylus*) фиксируются практически одновременно, на других раньше появляется и кульминирует *Quercus* или *Carpinus*, пыльца которых является преобладающей в спектрах. В целом создается впечатление, что каждая из диаграмм с той или иной степенью полноты отражает различные фрагменты межледниковья.

Семенная флора верхнего флороносного горизонта Нижнинского Рва по общему составу, степени экзотичности, представительству группы вымерших видов, да и по облику воспроизводимой растительности очень похожа на предыдущую и долгое время рассматривалась как этап развития последней (Величкевич, 1971, 1973, 1978, 1982 и др.). Однако более детальные исследования флор обоих горизонтов в последующем позволили установить некоторые различия между ними, причем не только количественные, но и качественные. Для верхней флоры, уступающей нижней по таксономическому разнообразию почти вдвое, характерно обилие остатков *Carpinus cf. betuloides Wieliczk.*, *Hypericum pleistocenicum Wieliczk.*, *Brasenia borysthenica Wieliczk. s. s.*, в то время как в нижней флоре эти виды представлены единично. Зато в отношении обилия остатков *Aldrovanda borysthenica Wieliczk.* и *Nymphaea cinerea Wieliczk.* наблюдается обратная зависимость. Сформировавшись на основе ценозов преимущественно болотного типа, рассматриваемая флора содержит сравнитель-

но небольшую группу типично водных растений, остатки которых как правило немногочисленны, а то и единичны. Отсутствие видов *Caulinia*, *Stratoites*, *Azolla*, многих *Potamogeton*, *Scirpus* и др. создает определенные трудности для ее корреляции даже с абсолютно однотипными и одновозрастными флорами таких же двучленных толщ (Смолярка, Ятвезь, Красная Дуброва), не говоря уже о разрезах, где такие флоры представлены изолированно. Если учитывать это обстоятельство, то верхняя флора нижнинского разреза вполне оправдывает роль типовой для всей группы флор этого возраста.

В разрезе Красная Дуброва отложения верхней межледниковой толщи беловежского времени представлены супесью серой и светло-серой, тонкой, карбонатной, вскрытой скв 13Б на гл. 22,8—28,0 м и охарактеризованной одним спорово-пыльцевым комплексом с тремя подкомплексами (Махнач и др., 1982; Махнач, Рылова, 1986). Сосново-березовые леса начала межледниковья сменились позднее сосново-елово-березовыми с примесью широколиственных пород и ольшаниками (подкомплекс 5а). Термический оптимум межледниковья (подкомплекс 5б) представлен фрагментарно. Он характеризуется довольно значительным содержанием пыльцы широколиственных пород (*Quercus* — до 18 %, *Tilia* — 4,5, *Ulmus* — 9, *Fraxinus* — до 2, *Carpinus* — 1,5 %), ольхи (до 40 %) и орешника (до 22 %) и соответствует времени распространения хвойно-широколиственных лесов и ольшаников. Подкомплекс 5в свидетельствует о развитии в районе исследований сосновых и сосново-еловых лесов с незначительной примесью широколиственных пород. В разрезе скв. 55Б у д. Красная Дуброва, расположенной в 400 м к востоку от скв. 13Б, климатический оптимум межледниковья охарактеризован также подкомплексом 5б. В нем содержание пыльцы *Carpinus* достигает 31 %, *Quercus* — 9, *Ulmus* — 4, *Tilia* — 3, *Alnus* — 18, *Corylus* — 6 %. При этом следует отметить, что сначала появляются пыльцевые зерна *Quercus*, *Tilia* и *Ulmus*, а несколько выше — *Alnus*, *Carpinus* и *Corylus*.

В центральных районах России краснодубровские спорово-пыльцевые спектры хорошо сопоставляются с конаховскими в разрезе скв. 420 (Бирюков и др., 1992), в Латвии — с разрезом Жидини (Кондратене и др., 1985), а на территории Польши — с разрезами Ferdinandów (Janczyk-Kopikowa, 1975, $1991_{1,2}$), Bialobrzegu (Janczyk-Kopikowa, 1991_2).

Семенная флора краснодубровских слоев из скважин 13Б и 55Б, по данным Т.В. Якубовской (1986), насчитывает 75 таксонов, 49 (66 %) из которых установлены и во флоре нижних флороносных слоев тех же разрезов. Несмотря на довольно значительное таксономическое разнообразие, флора не очень выразительна, что типично для семенных комплексов из диатомитов, диатомовых сапропелитов и карбонатных флороносных отложений. Тем не менее, определенное преобладание в группе древесных пород *Larix* и *Pinus*, участие вымерших *Caulinia goretskyi (Dorof.) Dorof.*, *Carex paucifloroides Wieliczk.*, *Nymphaea sp. exot.*, *Ranunculus* типа *R. sceleratoides P. Nikit. ex Dorof.*, экзотической *Alnus cf. barbata C.A. Mey*, возможно некоторых не вполне современных *Potamogeton*, *Betula*, *Carex*, *Trapa*, является бесспорным свидетельством значительной древности этой флоры, хотя ее корреляция с другими флорами такого возраста затруднена скорее всего из-за своеобразия тафономических условий ее формирования. Примечательно, что флора краснодубровских слоев выглядит несколько теплолюбивее нижележащего семенного комплекса и эта особенность прослеживается в других однотипных разрезах Беларуси.

Диатомовая флора выявлена в разрезе скв. 13Б в отложениях, вскрытых на гл. 26,2—28,0 м. Ведущая роль во флоре принадлежит планктонным видам *Aulacoseira* и *Stephanodiscus*. Среди представителей *Stephanodiscus* превалирует вымерший вид *S. niagarae var. insuetus Khurs. et Log.* (до 17 %). Однако, отсутствует такой типичный для более древних слоев беловежского времени вид, как *S. styliferum Khurs.* Численность *Cyclotella* не превышает 5—9 %. Причем *C. comta var. pliocaenica Krasske* представлена лишь единичными экземплярами, а *C. reczickiae Khurs. et Log. var. reczickiae* — индикатор беловежской межледниковой эпохи — вовсе не обнаружена. Из других планктонных видов диатомей заметное участие в составе флоры принимают *Astetrionella formosa Hassal* и *Fragilaria crotonensis Kitt.*

Аналогичный состав диатомовой флоры с господством планктонных представителей *Stephanodiscus* (и прежде всего вымершего вида *S. niagarae var. insuetus Khurs. et Log.* — до 58 %) и *Aulacoseira* выявлен также в разрезе Жидини (гл. 131,3—134,5 м) на юге Латвии (Хурсевич, 1984).

В разрезе скв. 3, пробуренной в 1993 г. у д. Смолярка Березовского р-на, вскрыта трехчленная толща, включающая отложения двух межледниковых эпох и разделяющих их перигляциальных слоев. В отличие от предыдущей скв. 13, в которой наиболее полно представлены отложения нижнего межледникового интервала, в новой скважине преобладают образования верхнего межледникового интервала (гл. 14,0—15,5 м). О межледниковом характере растительности этой части разреза свидетельствует очень высокое (до 95 %) содержание здесь пыльцы древесных пород, представленных *Quercus*, *Tilia*, *Ulmus*, *Carpinus*, единично *Acer*, *Vitis*, *Pterocarya*, а также *Corylus*, *Alnus*, выступающих на фоне значительного количества пыльцы *Pinus* и несколько меньшего — *Betula*. Этот комплекс можно разделить на 3 подкомплекса. Для самого раннего из них характерно преобладание пыльцы *Quercus* и *Ulmus* при участии *Carpinus*, *Acer*, *Corylus*, *Alnus*; средний выделяется по

появлению пыльцы *Tilia* и верхний — по резкому увеличению и преобладанию в спектре пыльцы *Carpinus*. Одновременно наблюдается увеличение количества пыльцы *Corylus*, *Alnus*, *Tilia* при сокращении до минимума пыльцы *Pinus*. Этот комплекс характеризует растительность части климатического оптимума рассматриваемого межледниковья и хорошо сопоставляется с аналогичными фрагментами спорово-пыльцевых диаграмм Нижнинского Рва и Красной Дубровы.

Семенная флора, полученная из отложений в интервале 15,5—16,0 м, имеет много общего с нижним семенным комплексом данного разреза, но и заметно отличается от него. В группе древесных пород и кустарников к смешанному комплексу из *Larix*, *Pinus*, *Betula alba L.* добавляются *Carpinus cf. betuloides Wieliczk.* и *Corylus sp.*, а во флоре травянистых растений появляется около 25 таксонов, отсутствующих в нижней флоре. Среди них, в первую очередь, следует отметить вымершие, внеевропейские и более южные виды: *Dulichium arundinaceum (L.) Britt.*, *Scirpus mucronatus L.*, *Cyperus glomeratus L.*, *Scirpus cf. torreyi Olney*, *Potamogeton ex gr. acutifolius L.*, *P. panormitanoides Dorof.*, *Trapa sp.*, *Caulinia ex gr. tenuissima (A. Br. ex Magnus) Tzvel.* Вместе с тем, здесь же представлены почти все экзоты предыдущего комплекса, что в целом создает впечатление большей "теплолюбивости" и экзотичности этой флоры. В целом, она выгодно отличается от аналогичных комплексов из Нижнинского Рва и Красной Дубровы богатством и разнообразием состава, значительно большей группой экзотов, благодаря чему перебрасывается надежный мостик от таких (краснодубровских, смолярских) верхних флор двучленных разрезов к флорам того же возраста, но залегающих в одночленных флороносных толщах типа Пушкарей, а за пределами Беларуси — Смоленского Брода, Кондратов, Тяглицы и др. (Величкевич, Санько, 1993).

В центральных районах России стратиграфическим аналогом верхней межледниковой толщи беловежского времени являются отложения конаховского оптимума рославльской серии, которые хорошо изучены палинологически, палеокарпологически, фаунистически и, кроме того, залегают в разрезах Рославльского страторайона выше глазовских (беловежских) межледниковых и перигляциальных образований (Бирюков и др., 1992). В конаховских слоях сохраняется беловежский тип семенной флоры и тираспольский фаунистический комплекс с корнезубыми полевками во главе, а спорово-пыльцевые диаграммы отражают ту своеобразную сукцессию растительности, которая прежде считалась характерной для отложений верхнего климатического оптимума шкловского (рославльского) межледниковья.

Сложнее решить вопрос о корреляции верхнебеловежских слоев с межледниковыми образованиями разрезов типа Смоленского Брода (Вазнячук і інш., 1978). На территории Беларуси подобные разрезы не найдены, в чем, возможно, и кроется одна из причин разногласий среди белорусских исследователей по оценке возраста и корреляционных критериев биостратиграфических комплексов из осадков таких разрезов. Одни из авторов (Ф.Ю. Величкевич, А.Ф. Санько и др.) придерживаются мнения об одновозрастности верхнебеловежских и смоленских (Вазнячук, 1978) отложений, что достаточно убедительно доказывается сходством их семенных флор (Величкевич, Санько, 1993). По мнению других (Г.К. Хурсевич, Т.Б. Рылова и др.), спорово-пыльцевые и диатомовые данные не позволяют однозначно судить об их одновозрастности.

По данным О.П. Кондратене (Кондратене, 1973; Кондратене, Вишневская, 1974), Н.А. Махнач (Вазнячук і інш., 1978), Я.К. Еловичевой (1979), В.В.Писаревой и других палинологов, для спорово-пыльцевых диаграмм снайгупельского (смоленского) межледниковья устанавливается определенная последовательность палинозон, которая, на наш взгляд, лучше всего отражена на диаграмме Смоленского Брода (анализы Н.А. Махнач). Для собственно межледниковой толщи снизу вверх выделяются следующие зоны: I — березы (87 %); II — сосны (91 %), IIIа — ели (30 %), дуба (8), вяза (8), ясеня (6 %); IIIб — ольхи (67 %) и вяза (8 %); IV — липы (16 %), ольхи (56) и максимума смешанного дубового леса (36 %); Vа — максимума пыльцы широколиственных пород (52 %) и лещины (8 %); Vб — граба (36 %); VIа — верхнего максимума ольхи (42 %), дуба (21) и лещины (8 %); VIб — ели (62 %); VII — сосны (63 %). Данные Я.К. Еловичевой (1979), изучившей межледниковые образования Смоленского Брода по параллельной серии образцов, показывают практически ту же картину развития растительности с несколько большей вариабельностью количественного содержания пыльцы в спектрах. Вполне очевидна высокая степень сходства чередования палинозон на диаграммах верхнего флороносного горизонта Нижнинского Рва и Смоленского Брода, хотя неизбежны и некоторые различия между ними.

В последнее время довольно неопределенную позицию в отношении возраста микротериофауны Смоленского Брода заняли фаунисты, в частности А.Н. Мотузко, ранее безоговорочно относивший эту фауну к довольно древним, во всяком случае долихвинским комплексам (Вазнячук і інш., 1978; Вознячук и др., 1984). Центральным видом этой фауны является своеобразная *Arvicola mosbachensis Schmid.*, которая в эволюционном ряду *Mimomys — Arvicola*, по общему признанию специалистов, занимает промежуточное положение между корнезубой полевкой *Mimomys intermedius New.* и некорнезубой полевкой *Arvicola terrestris L.* Факт присутствия в конаховских слоях Рославльского страторайона остатков *Mimomys intermedius New.*, а в смоленских *Arvicola mosbachensis Schmid.* сам по себе очень важен и интере-

сен, но он не исключает возможности корреляции этих отложений как одновозрастных. Фаунистам еще предстоит разобраться во все менее четких возрастных границах всех этих таксонов, в механизме замены одного сообщества другим и т.д.

Находок микротериофауны беловежского времени на территории Беларуси пока нет, поэтому большой интерес представляют данные по фауне грызунов Рославльского страторайона. Исследованиями А.К. Агаджаняна установлено, что в конаховском оптимуме рославльского межледниковья присутствует "мимомисная" фауна тираспольского типа, близкая по составу к той, которая обнаружена и в нижнем, глазовском оптимуме, т. е. в слоях, одновозрастных нижнебеловежскому оптимуму. Кроме того, остатки *Mimomys intermedius New.* обнаружены и в отложениях промежуточного похолодания, разделяющих оба межледниковых оптимума (Агаджанян и др., 1988; Шик, Бирюков, 1989; Бирюков и др., 1992).

Результаты новых биостратиграфических исследований последних лет показали таким образом, что беловежские межледниковые отложения, составляющие часть одноименного горизонта предлагаемой схемы, сформировались в течение довольно длительного отрезка времени со сложной картиной эволюции природной среды. Если для стратиграфических целей вполне приемлема обобщенная характеристика отложений этого времени как цельных трехчленных толщ, то с палеофлористических, палеоклиматических позиций такой подход достаточно дискуссионен. Выделение беловежского и могилевского межледниковых и разделяющих их перигляциальных этапов, детально охарактеризованных комплексными палеонтологическими данными, важно для понимания картины развития природного процесса в плейстоцене и в дальнейшем будет способствовать совершенствованию стратиграфической схемы.

Березинский горизонт

Березинский ледник покрывал почти всю территорию республики за исключением небольшого участка на юге (рис. 7.13). Следовательно, площадь, покрытая ледником, превосходила размеры наревского ледника. Поэтому березинские отложения встречаются чаще. В ряде мест, особенно по долинам Немана, Днепра, Березины, Сожа, Припяти, породы березинского ледникового комплекса выходят на земную поверхность. Однако чаще они перекрыты более поздними отложениями. Березинский горизонт представлен широко распространенными моренными и водно-ледниковыми образованиями. Изредка отмечаются маломощные перигляциальные песчано-алеврито-глинистые отложения. Водно-ледниковые комплексы этапа наступания ледникового покрова, в основном, образуют нерасчлененную толщу с более древними наревскими отложениями и были описаны ранее.

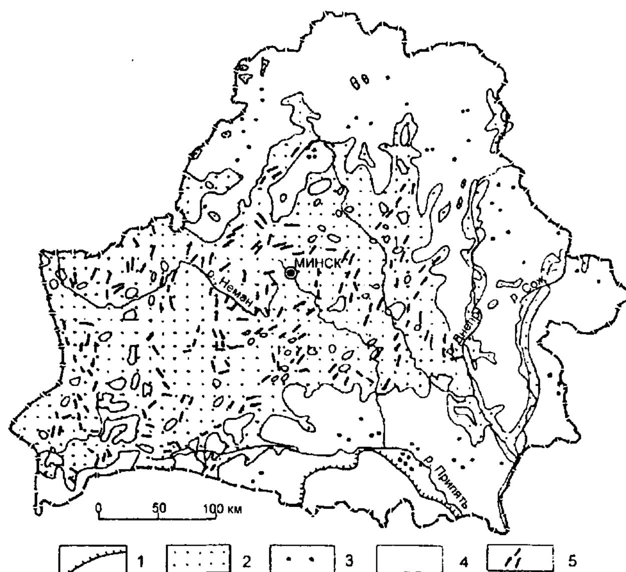


Рис. 7.13. Карта распространения морены березинского горизонта. Составила Р.И. Левицкая.

1 — граница березинского оледенения, 2—3 — площади (2) и пункты (3) распространения березинской морены, 4—5 — площади (4) и пункты (5) отсутствия березинской морены.

Березинские моренные отложения широко развиты в центральных и западных районах Беларуси. На этой территории рассматриваемые отложения отсутствуют только на локальных площадях (у гг. Береза, Пинск, Старые Дороги, Бобруйск и др.). В северной, восточной и юго-восточной Беларуси березинская морена, наоборот, залегает в виде небольших линз и узких вытянутых тел.

Кровля моренных отложений неровная. На территории Мостовско-Гродненской системы ложбин эта поверхность, в основном, тяготеет к абсолютным высотам 50—60 м, в долине Немана — 20 м и ниже. Самые низкие отметки зафиксированы севернее Гродно (–48 м). Однако здесь же встречаются и значения свыше 100 м. В южном и восточном направлениях происходит повышение поверхности морены до 100—120 м, а у гг. Малорита и Дрогичин до 130—140 м. В районах гг. Мосты, Новогрудок, Барановичи березинская морена принимает участие в строении крупных гляциодислокаций. В одних случаях они занимают водораздельное положение (до 173 м над уровнем моря у г. Новогрудок), в других — приурочены к склонам ледниковых ложбин (г. Мосты).

Севернее Минска и Борисова кровля морены поднимается до 100—120 м, а наиболее повышенные участки — до 133 м над уровнем моря. В ледниковых ложбинах она опускается ниже 60 м (у г. Чашники отметка кровли –40 м, у Логойска –37, южнее г. Глубокое –32 м).

Мощность березинской морены изменяется от 1—2 до 60—80 м и более. Максимальные мощности

характерны для ложбин ледникового выпахивания. Например, юго-западнее г. Гродно в Лососненской ложбине она составляет 118 м. Моренные толщи, полностью "захоронившие" доберезинские ложбины, достигают 86 м севернее Скиделя, 50 севернее Щучина, 58 у г. Барановичи, 90 м у Волковыска. Повышенные мощности морены отмечаются также и на водоразделах. По всей видимости в этих районах в период березинского оледенения были сформированы комплексы краевых образований, прослеживающиеся в районах Воложина, Логойска, Борисова, Барановичей, Столбцов, Волковыска, Слонима, Новогрудка, Гродно и др. Мощность отложений на этих участках в среднем составляет около 40 м.

Моренные отложения березинского ледника представлены преимущественно валунными супесями с гнездами и линзами песчано-гравийного материала, песками разнозернистыми, глинистыми. В толще валунных супесей отмечаются отторженцы дочетвертичных пород (неоген, палеоген, мел). Чаще они наблюдаются в ледниковых ложбинах (у гг. Гродно, Щучин, Новогрудок, Столбцы), реже на водоразделах (южнее г.п. Антополь, у гг. Дрогичин, Копыль, г.п. Узда). Подчиненное положение в составе морен занимают валунные суглинки, песчано-гравийный и гравийно-галечно-валунный материал.

Нерасчлененные березинско-припятские отложения. К этому комплексу отнесены водно-ледниковые отложения, залегающие между березинской и днепровской моренами. Эти отложения лучше всего сохранились в центральной и южной частях территории республики. Они отсутствуют на значительных площадях на севере, северо-западе и востоке региона и на локальных участках между Вилейкой и Оршей, в районах гг. Береза, Быхов, Гомель, Гродно, Малорита, Петриков, Пинск, Славгород, Щучин и др.

Поверхность кровли нерасчлененного комплекса отложений значительно изрезана. Общий уклон поверхности с юга и востока на запад—северо-запад. Абсолютные отметки кровли достигают 156 м в районе г.п. Домачево, 150 северо-восточнее г. Иванова, 149 у Мозыря, 155 восточнее Могилева, 153 м восточнее Рогачева. До 170 м поднимается кровля в районе Кричева и Костюковичей, до 185 у Шклова, 181 м южнее г. Дубровно. Ниже 120 м опускается поверхность водно-ледниковых отложений в долинах рек Сож, Ипуть, Днепр и ниже 100 м в низовьях Припяти и Птичи. К западу от Бобруйска на водоразделах кровля также понижается до 100—120 м, а в районах Мостовско-Гродненской, Видзовско-Браславской и Полоцко-Чашникской систем ложбин ледникового выпахивания и размыва — до 60—80 м над уровнем моря. Однако, и в этих районах выделяются отдельные повышения, уровень поверхности которых достигает 108 м у г. Гродно, 130 у Волковыска, 134 у Слонима, 168 у Новогрудка, 173 м у г.п. Радошковичи. Они или совпадают с повышениями кровли березинской морены, или имеют в цоколе коренные породы.

В отрицательных формах рельефа кровля межморенного комплекса опускается до отметки 40 м. Минимальные значения зафиксированы у г. Мосты (–11 м) и у г. Гродно (–3 м).

Мощность отложений березинско-днепровского комплекса изменяется от 2—5 до 80—100 м, преобладающие мощности 10—19, а на юге и востоке 5—8 м. Мощность свыше 20 м отмечается в ледниковых ложбинах и древних долинах. В отдельных переуглублениях она достигает: 68 м у г.п. Бешенковичи, 65 южнее Постав, 95 у Слонима, 71 м у г. Гродно и т.д.

Участки с мощностью отложений свыше 20 м отмечаются и на водоразделах. Они находят прямое отражение в поверхности кровли комплекса, образуя своеобразную цепь возвышений, часто совпадающих с возвышенностями по кровле березинской морены. Вероятно, эти образования формировались в краевой зоне ледника. Мощность отложений здесь увеличивается до 100 м юго-западнее г.п. Радошковичи, 80 у Логойска, 59 у Новогрудка, 70 у Столбцов и 57 м у г. Молодечно.

В составе отложений межморенного комплекса преобладают пески разнозернистые, с линзами и гнездами супесей, суглинков, глин, песчано-гравийного материала. Иногда они замещаются, перекрываются или подстилаются озерно-ледниковыми глинами или суглинками. Чаще всего супесчаные и суглинистые разности выполняют водораздельные котловины (у Вилейки, Сморгони, Крупок) или переуглубления в днищах ледниковых ложбин и тальвеги долин. Мощность глин в ложбинах не превышает 12—16 м и только в районе г. Чашники увеличивается до 52 м. Наиболее пестрый состав отложений отмечается в окрестностях гг. Береза, Бобруйск, Брест, Иваново, Слуцк, Столбцы, что чаще всего объясняется наличием большого количества скважин. Для южных районов республики характерен суглинистый состав отложений.

Александрийский горизонт

Отложения александрийского межледниковья (стратотип — обнажение на правом берегу р. Копысицы у д. Малая Александрия Шкловского р-на) широко распространены на территории Беларуси. По уточненным данным на сегодняшний день насчитывается более 30 разрезов этого времени, изученных спорово-пыльцевым, палеокарпологическим, диатомовым, палеоэнтомологическим и другими методами (рис. 7.14). На востоке Беларуси подошва александрийских отложений залегает на отметках 140—180 м, на Минской возвышенности — в интервале 120—140, в пределах Березинской низины — на уровне 90—100, на севере Беларуси — на абсолютных высотах 60—100 м. В ложбинах ледникового выпахивания и размыва она может пони-

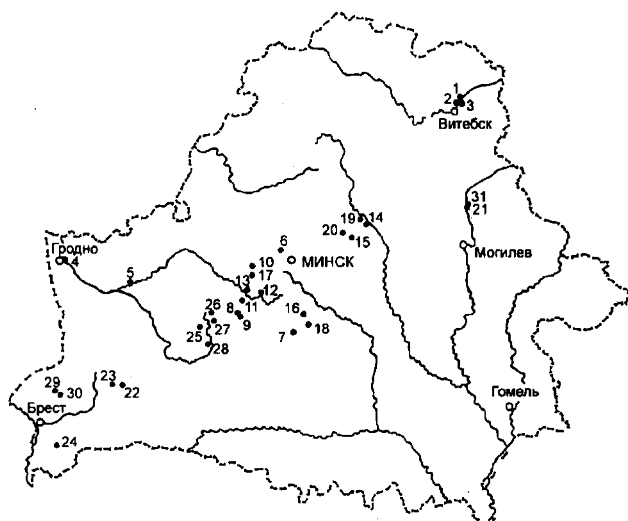


Рис. 7.14. Расположение разрезов александрийского межледниковья.

1 — Руба, 2 — Верховье, 3 — Гралево, 4 — Принёманское, 5 — Заборье, 6 — Лаперовичи, 7 — Ольшанка, 8 — Сейловичи, 9 — Раковичи, 10 — Теляшевичи, 11 — Вязовец, 12 — Свериново, 13 — Окинчицы, 14 — Синица, 15 — Зеленый Бор, 16 — Греск, 17 — Яченка, 18 — Новые Беличи, 19 — Печи, 20 — Грядки, 21 — Старые Стайки, 22 — Огородники, 23 — Хойники, 24 — Гвозница, 25 — Барановичи, 26 — Ишкольдь, 27 — Снов, 28 — Миничи, 29 — Кукульчицы, 30 — Щербово, 31 — Малая Александрия.

жаться до отметок 20—40 м (Гурский, 1974). Александрийские межледниковые отложения представлены аллювиальными и озерными песками, супесями, суглинками, глинами в различной степени гумусированными, а также мергелями, карбонатными гиттиями, сапропелитами, торфами, диатомитами. Их мощность в Полесье и Поозерье составляет 16—20 м и может достигать в пределах Белорусской гряды 40 м (Матвеев, 1990). Межледниковые отложения александрийского времени детально изучены в ряде опорных разрезов комплексом палеонтологических методов и, по мнению Г.И. Горецкого (1980), играют роль важного стратиграфического репера для расчленения плейстоценовой толщи. Помимо множества статей, посвященных истории развития отдельных групп растительного и животного мира александрийского времени, опубликован ряд монографий на эту тему (Якубовская, 1976; Зубович, 1978; Логинова, 1979), что выдвигает этот раздел плейстоцена в число наиболее детально изученных.

На спорово-пыльцевой диаграмме стратотипического разреза александрийского межледниковья (Махнач, 1971) отмечается высокое содержание пыльцы пихты и граба и близкая кульминация этих родов, а также одновременное или почти одновременные максимумы пыльцы дуба, липы, вяза, орешника и ольхи. Позднее В.Л. Шалабода (1989) была получена еще одна палинологическая диаграмма этого разреза, на которой, в свете новых данных Т.Б. Рыловой, выделены основные палинозоны александрийского межледниковья (alk_2 — alk_5) и начала днепровского оледенения (рис. 7.15).

Диаграммы александрийских отложений в отличие от диаграмм беловежских и муравинских образований характеризуются высоким содержанием пыльцы *Picea* (до 80 %) и *Alnus* (до 80 %) в начале межледниковья, значительным участием пыльцы хвойных пород на протяжении всего межледниковья; одновременным или почти одновременным появлением пыльцы широколиственных пород (дуба, липы, вяза и др.) и орешника; более поздним и почти одновременным появлением пыльцы *Abies* (до 80 %) и *Carpinus* (до 40 %); относительно низким содержанием пыльцы широколиственных пород и орешника (*Quercus* — до 30 %, *Tilia* — до 7, *Ulmus* — 10, *Corylus* — 20 %); небольшим, но постоянным присутствием в составе спектров пыльцы таких экзотических растений, как *Pterocarya*, *Vitis*, *Buxus*, *Ligustrum*, *Pinus s/g Haploxylon*, массул *Azolla interglacialis P. Nikit.*, *Salvinia natans (L.) All.* и др. Участие этой пыльцы особенно характерно для западных районов Беларуси. Для этой же территории свойственно и наибольшее количество пыльцы темнохвойных пород (ели и пихты). Пыльцы *Quercetum mixtum* (*Quercus*, *Tilia*, *Ulmus*, *Acer*, *Fraxinus* и др.) больше в восточных и южных разрезах, в северных же ее количество в период климатического оптимума в сумме едва достигает 8—10 %. Максимум пыльцы граба (40 %) отмечен в западных разрезах, минимум (10 %) в северных.

На основании имеющихся палинологических материалов для александрийского межледниковья выделяются следующие фазы развития растительности:

alk_1 — березовые и березово-сосновые леса с елью и лиственницей;

alk_2 — еловые и елово-сосново-березовые леса с примесью широколиственных пород (дуба, липы, вяза), ольшаники;

alk_3 — пихтово-елово-сосновые и хвойно-широколиственные леса, на плакорах грабняки с подлеском из лещины, ольшаники;

alk_4 — хвойные и хвойно-мелколиственные (сосна, дуб, пихта, береза) леса с примесью широколиственных пород, ольшаники;

alk_5 — сосново-березовые леса с участием ели и лиственницы.

Для раннеледниковья характерны разреженные березовые, березово-сосновые с лиственницей леса; расширение участков открытых местообитаний.

Спорово-пыльцевые диаграммы александрийского межледниковья вполне сопоставимы с диаграммами лихвинского разреза Чекалин Тульской обл. (Гричук, 1950, 1961; Ушко, 1959; Ананова, Культина, 1965;

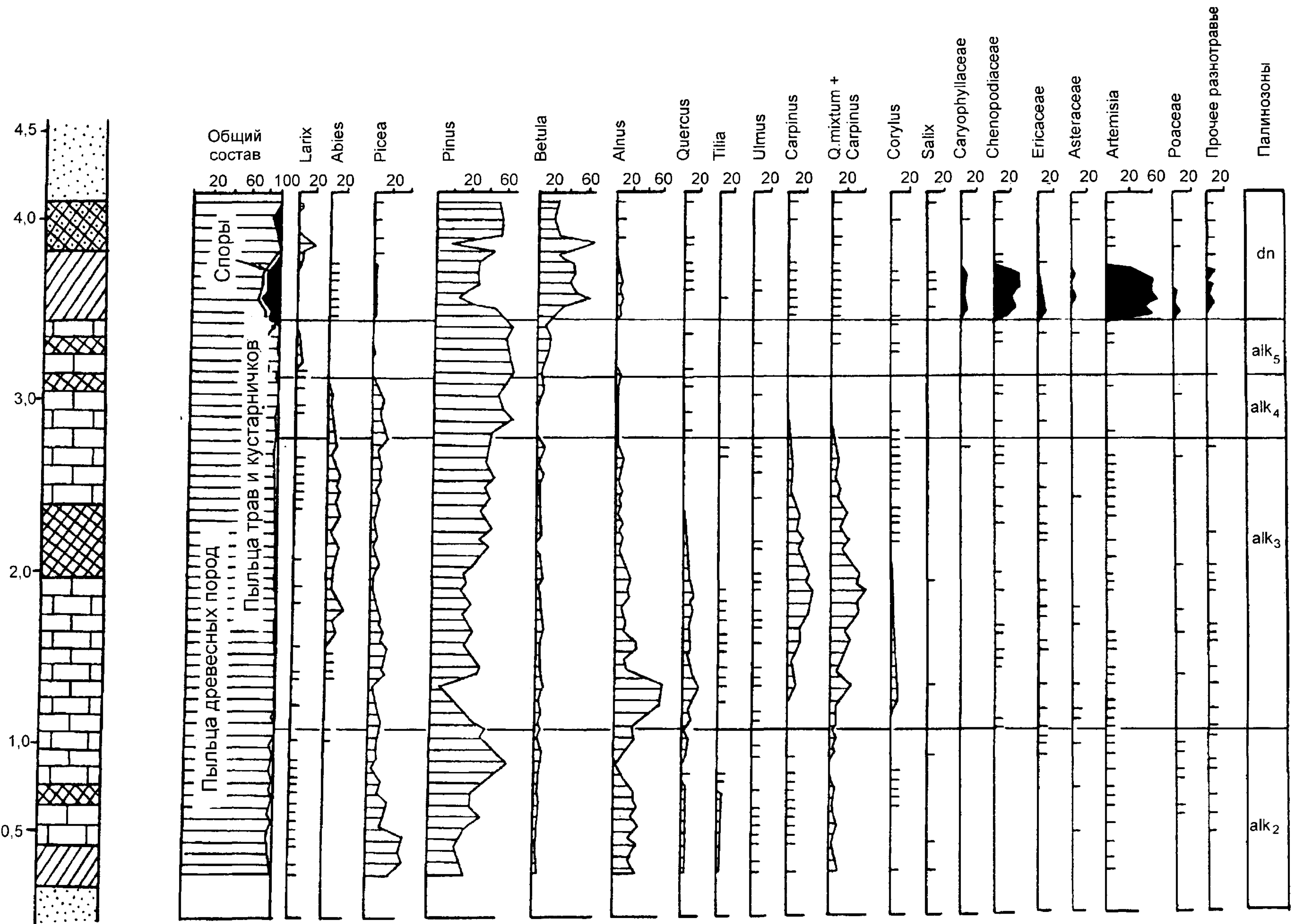


Рис. 7.15. Палинологическая диаграмма разреза Матвеев Ров 2 у д. Малая Александрия (анализ В.Л. Шалабода). Условные обозначения на рис. 7.11.

Болиховская, 1985 и др.), а именно с той их частью, которая отражает основной (максимальный) климатический оптимум, а также с диаграммами таких известных разрезов лихвинского межледниковья России, как Б. Коша, Яковлевское, Алхимково, Борутино, Хотилово и др. На северо-западе и западе александрийские спорово-пыльцевые диаграммы сопоставляются с диаграммами бутенайского межледниковья Литвы (Кондратене, 1965), пульверниекского межледникового горизонта Латвии (Даниланс, 1974), мазовецкого Польши: разрезы Nowiny Żukowskie (Dyakowska, 1952), Olszewic, Syrnik (Sobolewska, 1956), Krepiec (Janczyk-Kopikowa, 1981), Biala Podlaska (Krupinski, 1988). В Германии стратиграфическим аналогом александрийских отложений является гольштинский горизонт: разрезы Granzin, Pritzwalk, Wuthenow, Prellheide, Wildschutz и др. (Erd, 1969—1978; Erd, Muller, 1997 и др.), которые отражают ту же последовательность этапов развития растительности, что и в Беларуси. В то же время в гольштинских разрезах, как и в польских, отмечается существенный максимум пыльцы *Taxus* (до 30 %) в первой половине климатического оптимума, а также заметные максимумы пыльцы *Pterocarya* (до 13 %) и *Buxus* (до 1 %) во второй половине пихтово-грабовой зоны. Изученные К. Эрдом и А. Мюллером спорово-пыльцевые комплексы из гольштинских разрезов подтверждают, по их мнению, направленное развитие климата в это время без каких-либо промежуточных похолоданий.

Материалы палеокарпологических исследований александрийских межледниковых отложений в разрезах Малая Александрия (Матвеев Ров) (Горецкий, 1970; Велічкевіч, 1971; Величкевич, 1973, 1982), Принеманская (Кац, Кац, 1960; Дорофеев, 1963; Якубовская, 1976), Старые Стайки (Крутоус, 1971), Руба (Величкевич, 1977_1), Верховье-I (Величкевич, 1977_2), Гралево (Величкевич, 1979), Миничи (Величкевич, 1981_2), Хойники (Величкевич, Рылова, Санько и др., 1993) позволили составить четкое и ясное представление о флоре этого времени.

В стратотипическом разрезе у д. Малая Александрия Ф.Ю. Величкевичем (Велічкевіч, 1971) и Э.А.Крутоус (1971) в составе сравнительно бедной по количеству видов флоры (36 видов) отмечены *Abies, Picea, Pinus, Juniperus communis L., Taxus baccata L., T. cf. cuspidata Sieb. et Zucc., Betula alba L., Alnus glutinosa (L.) Gaertn., Salix*. Среди травянистых растений установлены аркто-альпийские виды *Selaginella selaginoides (L.) Link*, редкая в современных водоемах Беларуси *Salvinia natans (L.) All.*, а также *Potamogeton vaginatus Turcz.*, который распространен ныне в Скандинавии, в Восточной Сибири и на севере Монголии. Из состава наяд встречены 3 вида: *Najas marina L., Caulinia minor (All.) Coss. et Germ., C. goretskyi Dorof.*, сочетание которых характерно для Чекалинского разреза, с той лишь разницей, что в Чекалине широко представлен вид *C. bogoljubovii Sukacz.*, стратиграфически равноценный *C. goretskyi Dorof.* из Матвеева Рва. По мнению П.И. Дорофеева, Ф.Ю. Величкевича и Э.А. Крутоус, александрийская семенная флора синхронна лихвинской (Горецкий, 1970; Велічкевіч, 1971; Крутоус, 1971).

Александрийские флоры Беларуси воспроизводят ярко выраженный лесной тип растительности смешанного состава. По числу остатков, вероятно, и по степени участия в реальных растительных сообществах, доминируют хвойные, в первую очередь, темнохвойные *Picea sect. Picea, P. sect. Omorisa, Abies alba Mill., Taxus baccata L., T. cf. cuspidata Sieb. et Zucc.* Менее обильны остатки светлохвойных *Pinus sylvestris L., Larix decidua Mill.*, характерных для периферических фаз межледниковья. Лиственные деревья и кустарники менее представительны даже в отложениях климатического оптимума межледниковья. Помимо обычных *Betula alba L., Alnus glutinosa (L.) Gaertn.* (реже *A. incana (L.) Moench*) достоверно установлены: *Carpinus betulus L., Corylus avellana L., Quercus sp., Tilia tomentosa Moench, T. platyphyllos Scop., T. cordata Mill., Acer platanoides L., A. campestre L., Fraxinus sp., Sambucus racemosa L., S. cf. nigra L., Sambucus sp., Spirea sp., Frangula alnus Mill.* и др. Единично отмечен *Vitis cf. sylvestris C.C. Gmel.* Определяющую роль в отношении той или иной ископаемой флоры на основании состава древесных пород к александрийскому времени играет наличие в ней остатков (даже единичных и фрагментарных) *Abies* и *Taxus*, не встречающихся во флорах других межледниковий. Дополнительным критерием может служить обилие остатков *Picea abies (L.) Karst.*, обычно не создающих сколько-нибудь значительного фона в других межледниковьях.

Среди большой и очень разнообразной группы травянистых растений александрийского времени довольно значительную роль играют вымершие и ныне внеевропейские виды, как транзитные в нижнем-среднем плейстоцене (*Azolla interglacialis P. Nikit., Scirpus atroviroides Dorof., Dulichium arundinaceum (L.) Britt., Carex paucifloroides Wieliczk., Caulinia interglacialis Wieliczk.* и др.), так и стенохронные *Aracites interglacialis Wieliczk., Myriophyllum spinulosum Dorof., Aldrovanda dokturovskyi Dorof., Caulinia goretskyi Dorof., Potamogeton praemaackianus Wieliczk.* и др. Доля экзотического элемента в александрийских флорах в среднем немногим больше 10 % от общего таксономического состава флоры.

Александрийские флоры в разрезе плейстоцена занимают промежуточное положение между беловежскими и муравинскими флорами, что подтверждается не только определенными тенденциями изменения их состава, но и степенью эволюционной продвинутости некоторых таксонов александрийских флор в сравнении с более древними. Так, например, в эволюционном ряду

плейстоценовых бразений александрийские таксоны, описанные как *Brasenia borysthenica var. nemanensis Wieliczk.* и *B. borysthenica var. heterosperma Wieliczk.*, морфологически ближе к муравинской *B. holsatica (Web.) Weberb*, чем к типичной *B. borysthenica Wieliczk.* из беловежских флор. Примерно такая же картина наблюдается в соотношении александрийских популяций *Caulinia goretskyi Dorof.* и муравинской *C. flexillis Willd.* К тому же в александрийских флорах уже нет очень характерных для верхнебеловежских флор *Caulinia lithuanica Risk.*, *Carpinus betuloides Wieliczk.*, реже встречается *Nymphaea cinerea Wieliczk.*, заменяется другими видами из той же группы беловежский вид *Potamogeton sarjanensis Wieliczk.* Флоры александрийского межледниковья Беларуси неоднородны по составу и особенно по степени экзотичности, однако они очень хорошо сопоставляются на востоке с лихвинскими флорами России (Березки и Батурино Смоленской; Алхимково, Каблуково и Большая Коша Тверской; Акулово, Балашиха Московской; Яковлевское Ярославльской областей России), на северо-западе и западе — с бутенайскими флорами Литвы (Бутенай, Гайлюнай, Няравай) и мазовецкими флорами Польши. Имеющиеся материалы позволили выявить ряд характерных признаков этих флор, общих для всей средней полосы Восточно-Европейской равнины (Величкевич, 1982). Что касается мазовецких флор Польши, то в последнее время они были подвергнуты тщательной ревизии, в результате которой в них была обнаружена группа вымерших и внеевропейских видов, общих с александрийскими флорами Беларуси (Mamakowa, Velichkevich, 1993), т. е. по степени экзотичности те и другие оказались ближе, чем это предполагалось ранее.

Диатомовая флора александрийского межледниковья изучена в разрезах Малая Александрия (Суўві, 1971; Логинова, 1979), Гвозница (Хурсевич, 1975), Сивица (Рылова, Хурсевич, 1980), Снов (Логинова, 1980), Ишкольдь (Еловичева, Хурсевич, 1981), Новые Беличи (Хурсевич, 1981), Сейловичи (Санько и др., 1989) и др. Анализ стратотипического разреза Малая Александрия, первоначально выполненный Л.П. Логиновой (1979), а позднее Г.К. Хурсевич и С.А. Феденя (1998) (рис. 7.16), позволил выявить богатую диатомовую флору в составе 200 видов, разновидностей и форм, принадлежащих к 30 родам. Александрийская диатомовая флора стратотипа отличается прежде всего обилием и разнообразием представителей рода *Cyclotella (Kütz.) Bréb.* В нижней трехметровой толще осадков среди них характерны *C. comta (Ehr.) Kütz.* с вымершими разновидностями *C. comta var. lichvinensis (Jousé) Log.* и *C. comta var. pliocaenica Krasske*, вымершие виды *C. michiganiana var. parvula Log.* и *C. temperiana (Log.) Log.*, встреченные с высоким количественным содержанием (соответственно от 10 и 20 % от общей численности створок) лишь в отложениях александрийского межледниковья, а также большая морфологическая вариабельность видов *C. krammeri Håkansson*, *C. schumannii (Grun.) Håkansson* и др. В верхней части разреза (в интервале глубин 3,0—3,4 м) ведущее положение в составе флоры занимали литоральные виды *Fragilaria*, свидетельствующие об обмелении и зарастании палеоводоема.

Состав диатомей из отложений александрийского межледниковья отличается от более древних и более молодых диатомовых флор не только высоким содержанием и качественным разнообразием видов *Cyclotella* (включая вымершие таксоны, указанные выше), но и присутствием некоторых показательных в возрастном отношении видов из рода *Stephanodiscus Ehr.* (*S. fascicularis Khurs.* — 30—60 %, *S. immemoratus var. minor Khurs.* — до 5, *S. alexandriensis Khurs.* — до 4%). Александрийская флора содержит также группу плиоценовых реликтов, сохранившихся лишь изредка в современных водоемах Беларуси: *Aulacoseira granulata f. curvata (Grun.) Dav.*, *A. italica f. curvata (Pant.) Dav.*, *Stephanodiscus niagarae Ehr.* и др.

Александрийская диатомовая флора Беларуси сопоставима с флорой диатомей разреза Чекалин в России (Логинова, 1975), а также разрезов скважин 11 у д. Доманово, 41Д у с. Млинок (Грузман, 1978) и 236 у с. Мельники Речицкие (Украина) по богатству и разнообразию широко распространенных видов, по присутствию с высоким количественным содержанием некоторых вымерших видов и плиоценовых реликтов.

Аналогичные диатомовые комплексы изучены на территории Польши из отложений мазовецкого межледниковья, вскрытых в разрезах Кремпце, Адамовка и Бяла Подляска. В частности диатомовая флора разреза Гвозница сопоставима с флорой диатомей разреза Кремпце (Marciniak, 1980, 1982), а флора Ишкольди имеет сходство с флорой Бялой Подляски (Marciniak, 1984, 1990). Александрийская флора диатомей идентична диатомовым комплексам гольштинского межледниковья Германии, известным по разрезам Кетцин, Ленин, Риббексгорст, Кликен (Krueger, 1975).

Палеоэнтомофауна александрийского межледниковья резко отличается от других плейстоценовых фаун постоянным присутствием в ней бореальных видов *Epaphius rivularis Gyll.* и *Notaris aethiops Fabr.* вместе с термофилом *Agonum holhausi Apf.* Характерным для этого межледниковья является комплекс *Cychrus caraboides L.*, *Patrobius excavatus Payk.*, *Helodidae gen.*, *Scarabaeidae gen.*, *Plateumaris sericea L.*, *Sitona hispidulus F.*, *Lepyrus sp.*, *Hylobius pinastre Gyll.*, *Notaris acridulus L.*, *N. aethiops Fabr.* Отличительной особенностью александрийской палеоэнтомофауны является также постоянное присутствие остатков жесткокрылых, экологически связанных с хвойными породами деревьев.

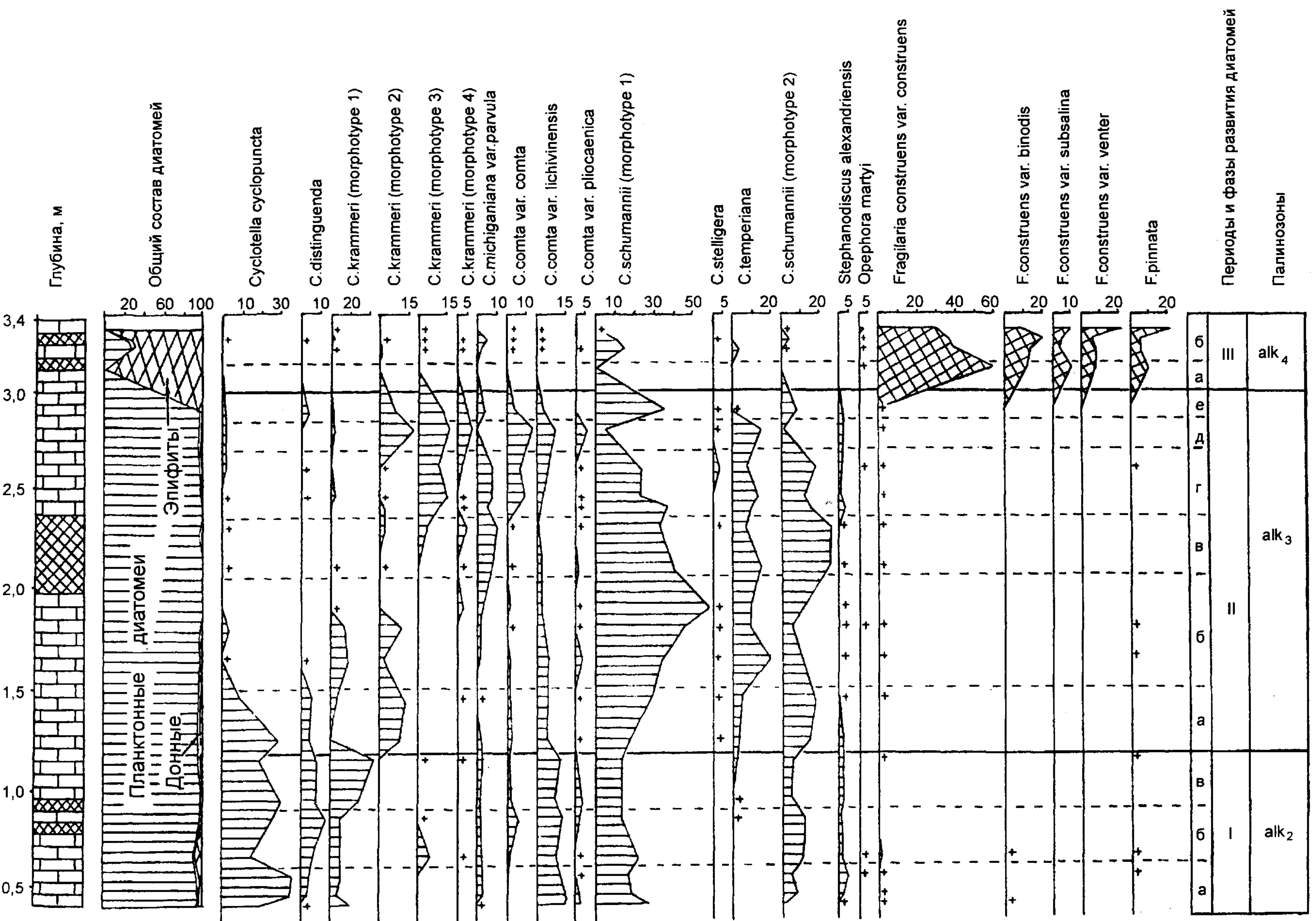


Рис. 7.16. Диатомовая диаграмма разреза Матвеев Ров 2 у д. Малая Александрия (анализ Г.К. Хурсевич и С.А. Феденя). Условные обозначения на рис. 7.11.

В целом александрийская энтомофауна Беларуси аналогична энтомофауне разрезов Чекалин (Россия), Нявравай и Гайлюнай (Литва) и отражает те же климатические и экологические условия.

Составными элементами фауны остракод (Зубович, 1978) на ранних этапах развития палеоводоема у д. Малая Александрия оказались *Stenocypria grata Karmischina, Cyclocypris laevis (O. Müller), C. huckei Triebel, C. triangula Negadaev, C. longa okaensis Zubowicz*. В период климатического оптимума широкое развитие получили *Metacypris cordata Brady et Robertson* и *Paralimnocythere belorussiensis Zubowicz*, а также *Stenocypria grata Karmischina, Cyclocypris ex gr. ovum (Jurine), C. huckei Triebel, Candona candida (O. Müller), C. alexandriensis Zubowicz* и др. Наличие в александрийских палеоценозах микрофауны *Paralimnocythere belorussiensis Zubowicz, Candona alexandriensis Zubowicz, Cytherissa originalis Zubowicz, Stenocypria grata Karmischina, Cyclocypris huckei Triebel, C. triangula Negadaev, C. longa okaensis Zubowicz*, известных из лихвинского стратотипа, усиливает доказательство синхронности времени формирования александрийской толщи образований лихвинского межледниковья. Существенным подтверждением этому служит общность обеих фаун — 10 из 13 определенных в биотопах александрийского палеоводоема видов и подвидов остракод обнаружены в образованиях стратотипического разреза Лихвин.

В межледниковых отложениях верхней части разреза Малая Александрия изредка встречаются также раковины следующих моллюсков: *Bithynia tentaculata (Linnaeus), Pisidium henslowanum (Sheppard), Pisidium sp., Valvata piscinalis (Müller), Theodoxus fluviatilis Linnaeus*. Все они относятся к современным пресноводным формам, населяющим водоемы Палеоарктики и Голарктики. Палеоэнтомофауна разреза Матвеев Ров, по неопубликованным данным В.И. Назарова, представлена северо-таежными и бореальными видами *Epaphius rivularis Kir., Chlaenius costulatus Motsch., Patrobus assimilis Payk., Pterostichus diligens Sturm, Notaris aethiops Fabr., N. bimaculatus Fabr.* и др. Характерным сочетанием видов служит комплекс *Cychrus caraboides L., Patrobus excavatus Payk., Helodidae gen., Plateumaris sericea L.* и др.

Припятский горизонт

Припятский ледниковый горизонт отличается наибольшей сложностью строения во всей плейстоценовой толще Беларуси. Нижний, днепровский ледниковый комплекс прослеживается на всей территории региона и выходит за его пределы. Граница верхнего, сожского ледникового комплекса проводится южнее Центрально-Белорусских возвышенностей и гряд. Оба ледниковых комплекса осложнены осцилляторными подвижками, в результате которых сформировалось несколько поясов конечных морен. В межморенном днепровско-сожском интервале, к которому по представлениям прежних лет относились межледниковые отложения шкловского типа, автохтонных межледниковых толщ, равно как и органогенных образований более или менее продолжительных интерстадиалов, не обнаружено, что доказывает стадиальную природу обоих ледниковых комплексов, рассматриваемых в предлагаемой схеме в ранге подгоризонтов.

Днепровский подгоризонт. На территории Беларуси отложения этого подгоризонта имеют широкое распространение и отсутствуют лишь на некоторых участках севернее гг. Верхнедвинск — Городок, в районе гг. Витебск, Орша, Мстиславль, Краснополье, в долинах рек Припять, Днепр, Березина, Сож (рис. 7.17). На этих площадях высоко залегают дочетвертичные или доднепровские отложения, которые перекрываются сожскими и поозерскими комплексами. Небольшие участки отсутствия морены отмечаются также в районах гг. Поставы, Сенно, Толочин, Могилев, Столбцы, Береза, Речица и др.

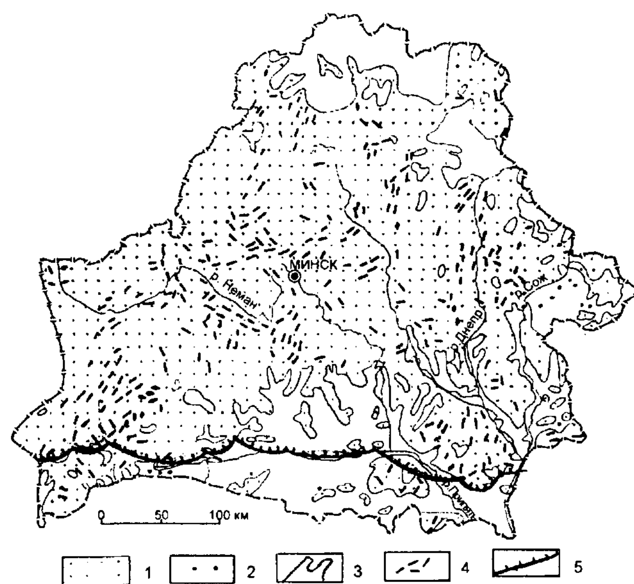


Рис. 7.17. Карта распространения морены днепровского времени. Составила Р.И. Левицкая.

1—2 — площади (1) и пункты (2) распространения днепровской морены, 3—4 — площади(3) и участки(4) отсутствия днепровской морены, 5 — граница мозырской стадии днепровского оледенения.

На юге республики днепровская морена выходит на поверхность или перекрывается днепровско-сожскими водно-ледниковыми, поозерско-голоценовыми озерно-аллювиальными, озерными или болотными отложениями, в центре — образованиями сожского подгоризонта, а на севере — еще и отложениями поозерского оледенения. Максимальные абсолютные высоты

кровли морены достигают 224 м (г.п. Бегомль), минимальные — 13—18 м (севернее г.п. Сопоцкин). В центральной Беларуси эта поверхность тяготеет к отметкам до 131 м над уровнем моря в районе г. Гродно, до 152 у Волковыска, 141 у Слонима, 215 у Новогрудка, 182 у Минска, 219 у Логойска, 157 м у г. Копыль. Водораздельные поверхности разделяются депрессиями, приуроченными к современным речным долинам. Наиболее глубокие из них, с отметками днища ниже 80 м, являются ледниковыми ложбинами, другие — с отметками днищ 100—120 м — ложбинами стока или пра-долинами.

На юге Беларуси ледник днепровской стадии сформировал серию конечных морен. Абсолютные высоты их поверхности изменяются от 174 до 220 м. Прилегающие к ним моренные равнины имеют абсолютные отметки 170—175 м у г. Высокое, 140—150 у г.п. Озаричи, 160—170 у г.п. Корма, 185 м у г. Костюковичи.

Распределение мощностей морены находится в тесной зависимости от характера поверхности. Преобладающие мощности 10—18 м, на юге и востоке 2—10 м. Более мощные толщи (свыше 20 м) приурочены как к депрессиям, так и водоразделам. В пределах возвышенностей Центральной Беларуси мощность днепровской морены изменяется от 30—40 до 80—92 м. Увеличение мощности до 50—60 м наблюдается в пределах Лидской и до 40—46 м — Столбцовской равнин. Повышение мощности отмечается и в ледниковых ложбинах: в районе г. Мосты (до 96 м), южнее г. Лида (47), севернее г. Гродно (51), у г.п. Копысь (46), у г. Глубокое (44), у гг. Молодечно, Сморгонь и г.п. Вороново (33—37 м). В районе Столбцов, южнее и юго-восточнее Минска мощные толщи морены (до 30—50 м) заполняют некоторые доднепровские ложбины. Минимальные мощности моренных отложений (менее 10 м) чаще всего отмечаются в депрессиях и на отдельных участках денудированных водоразделов.

Начальные этапы развития днепровского оледенения видны по перигляциальным образованиям, залегающих в разрезах Малая Александрия, Старые Стайки, Принеманская, Руба, Сейловичи и др. между александрийскими межледниковыми отложениями и днепровской мореной. В этих слоях, обычно не уступающих по мощности межледниковым толщам, по палеонтологическим данным выделяется одно или два интерстадиальных потепления, ограниченные стадиальными похолоданиями, охарактеризованными соответствующими спорово-пыльцевыми, палеокарпологическими, палеоэнтомологическими и другими комплексами.

Основная часть ледникового комплекса отложений днепровского подгоризонта представлена валунными супесями с линзами, гнездами и карманами разнозернистых песков или глинистого, уплотненного песчано-гравийного материала. Встречаются также валунные суглинки и глины, пески разнозернистые, глинистые, песчано-гравийный и гравийно-галечный материал с линзами и гнездами валунных супесей и глинистых песков. В районах развития краевых образований в строении ледниковой толщи принимают участие отторженцы и крупные гляциодислокации (гг. Мосты, Новогрудок, Бобруйск).

Нерасчлененные днепровско-сожские отложения. Рассматриваемая толща представлена комплексом водно-ледниковых образований. Их выходы на земную поверхность отмечены по склонам долин рек Вилия, Ошмянка, Днепр, Бася, Проня, Сож. На остальной территории они перекрыты сожскими, сожско-поозерскими или более поздними отложениями. К югу от границы распространения ледника сожской стадии описываемые слои перекрывают днепровскую морену и частично формируют повышенные участки Белорусского Полесья.

Днепровско-сожские отложения отсутствуют в местах, где сожская морена залегает на коренных породах, днепровской морене или подстилающих ее образованиях. Такие площади выделяются между Витебском и Оршей, в районах гг. Полоцк, Бешенковичи, Горки, Кричев, Быхов, Могилев, Гродно, между гг. Славгород и Костюковичи и др.

Поверхность межморенного комплекса значительно расчленена. На востоке она поднимается до абсолютной высоты 160—180 м, однако в долинах рек Сож, Днепр, Друть и Березина опускается ниже 140 м. В районе Минска на повышенных участках рассматриваемые отложения залегают, начиная с отметок 192—198 м, а в понижениях — 120—140 м. В северной Беларуси происходит погружение кровли ниже 100 м над уровнем моря. Здесь выделяются ледниковые рытвины, где днепровско-сожские отложения опускаются до 36—54 м в районе Полоцка, 53—66 у г.п. Видзы, 63—68 м у г.п. Шарковщина. В Понеманье колебание абсолютных высот заметно возрастает за счет ледниковых ложбин, в пределах которых кровля опускается до 60—80 м, а на водоразделах поднимается до 130—138 у г. Гродно, 142—155 в районе Щучина, 160—162 у г. Волковыск, 140—156 у г. Слоним, 249 м — г. Новогрудок.

К югу от границы сожской стадии оледенения днепровско-сожские отложения залегают непосредственно с земной поверхности на отметках 140—170 м над уровнем моря или перекрываются эоловыми, озерными, аллювиальными, озерно-аллювиальными и болотными отложениями поозерского или голоценового возраста, подстилаются днепровской мореной или отложениями березинско-днепровского комплекса.

Мощность межморенного комплекса изменяется от 1,5—5 до 80—96 м. Минимальные мощности (до 10 м) наблюдаются на востоке Беларуси. В центре и на западе средняя мощность составляет 10—18 м. На территории Центрально-Белорусских возвышенностей и

гряд и прилегающих к ним равнин толща увеличивается до 96 м в пределах Ошмянской возвышенности, 70—83 — Минской, 61 — Оршанской, 63 — Новогрудской, 58—67 м — Лидской, Столбцовской и Барановичской равнин. Небольшие участки с мощностью отложений 30—40 м выделяются по направлениям Минск — Червень — Могилев, Барановичи — Клецк, Слуцк — Старые Дороги — Бобруйск — Славгород. Мощность межморенных отложений в долинах и ледниковых ложбинах в среднем 20—25 м, иногда достигает 37—42 м. В тальвегах понижений в бассейнах рек Березина, Птичь, Случь выделяются зоны активного размыва с мощностью отложений 3—5 м. На юге Беларуси мощность описываемой толщи варьирует от 1,5—2 до 20—28 м.

В составе межморенного комплекса преобладают пески разнозернистые, чаще мелкозернистые, в различной степени глинистые, иногда слабопылеватые, с гнездами, линзами и прослоями тонких супесей, суглинков и глин, песчано-гравийного и гравийно-галечного материала. Подчиненное положение занимают супеси тонкие, алевритистые, слабослоистые, алевриты, суглинки, глины ленточные, песчано-гравийно-галечный материал. Супеси и алевриты распространены в районе оз. Нарочь, гг. Поставы, Вилейка, Воложин, Верхнедвинск, Чашники, Толочин и др. Они выполняют небольшие озеровидные котловины на водоразделах или склонах, тальвеги ложбин стока, формируют линзовидные залежи в древних долинах. Озерно-ледниковые суглинки и глины занимают небольшие площади в днищах ледниковых ложбин или небольших подпрудных бассейнов. Песчано-гравийный материал слагает быстро выклинивающиеся тела в тальвегах ложбин и долин, а также локальные толщи на водоразделах. Мощность их достигает 37 м (г. Воложин), но обычно не превышает 10—12 м.

На повышенных участках в южной Беларуси в составе межморенного комплекса преобладают разнозернистые, плохо отсортированные пески; в ложбинах стока и районах, прилегающих к конечно-моренным образованиям, наблюдается хорошо выраженная горизонтальная и выклинивающаяся слоистость, а также ритмичное чередование разнозернистых, гравийных, мелкозернистых песков и песчано-гравийного материала. В районах гг. Добруш, Речица, Жлобин, Мозырь флювиогляциальные пески слагают камовые холмы и массивы. Их относительная высота 5—10 м. Камы сложены песками разнозернистыми, горизонтально- и косослоистыми, с прослоями и линзами песчано-гравийного материала. Отдельные холмы имеют маломощную покрышку валунных супесей. В районе Мозыря выделяются две озовые гряды высотой до 7 м, их ядро сложено песчано-гравийным материалом с наклонным положением серий слоев и развитием внутри них косой, линзовидной и выклинивающейся слоистости.

Сожский подгоризонт. Граница распространения сожского ледникового покрова проводится примерно через населенные пункты Каменец, Ивацевичи, Ганцевичи, Любань, Глуск, Бобруйск, Рогачев, Костюковичи, Климовичи. К северу от этой границы сожские моренные отложения имеют почти повсеместное распространение (рис. 7.18). Размыты они в долинах рек Вилия, Неман, Березина, Днепр, Сож и на небольших участках у гг. Поставы, Глубокое, Бешенковичи, Смолевичи, Барановичи, Слуцк, юго-западнее Лиозно. В центральной части Беларуси абсолютные отметки кровли горизонта изменяются от 100—180 м на равнинах до 200—346 м на возвышенностях. Сожская морена перекрывается водно-ледниковыми, аллювиальными и озерно-аллювиальными отложениями, подстилается днепровско-сожскими, днепровскими, березинскими образованиями или коренными породами. Мощность морены изменяется от 0,2—0,5 до 80—100 м, в пределах возвышенностей она возрастает до 135 м, преобладающие мощности 10—25 м.

Рис. 7.18. Карта распространения морены сожского времени. Составила Р.И. Левицкая.

1 — граница сожского оледенения, 2 — площади распространения сожской морены, 3—4 — площади (3) и участки (4) отсутствия сожской морены, 5 — границы распространения могилевской (а) и ошмянской (б) стадий сожского оледенения

Представлена сожская морена валунными супесями и суглинками с гнездами и линзами песка разнозернистого, глинистого, иногда гравийного, песчано-гравийного и гравийно-галечного материала. На этапе деградации сожского ледникового покрова сформировался ряд цепей краевых образований. Конечные морены наблюдаются у гг. Пружаны, Береза, Ивацевичи, Клецк, Любань, Бобруйск, Славгород. Абсолютные отметки поверхности не превышают 230 м. Образования

46. Зак. 5046

последующих этапов формируют Гродненскую, Волковысскую, Слонимскую, Новогрудскую возвышенности, Копыльские гряды, южные районы Минской и Оршанской возвышенностей. Еще позднее возникла Ошмянская возвышенность, окончательно сформированы Минская и Оршанская возвышенности.

Конечные морены сложены преимущественно валунными супесями, разнозернистыми песками с гравием, галькой и валунами, песчано-гравийным и гравийно-галечным материалом. Песчаные и гравийные толщи разбиты трещинами, отдельные блоки и пачки перевернуты, сдвинуты, иногда смяты, разорваны. В супесях наблюдаются гнезда и линзы глинистых песков, глыбы сцементированного песчано-гравийного материала. В ледниковой толще отмечаются отторженцы более древних четвертичных отложений и коренных пород, крупные гляциодислокации (гг. Гродно, Мосты, Порозово, Дятлово, Новогрудок, Славгород).

В северной части республики (область Белорусского Поозерья) сожский моренный горизонт погребен под толщей поозерских отложений. Колебания абсолютных высот кровли от 65 до 191 м. Максимальные высоты характерны для восточной части Поозерья — Витебской возвышенности. До 175 м над уровнем моря поднимается поверхность моренного горизонта в пределах Свенцянских гряд, до 172 — Ушачско-Лепельских высот, до 174 м — Гродненской возвышенности. Относительно пониженные участки кровли соответствуют Полоцкой, Суражской, Лучесской (ниже 100 м над уровнем моря), Нарочанской и Вилейской (ниже 140 м) низинам, до 75 м опускается кровля морены в ледниковых ложбинах района Полоцка. Мощность морены в среднем не превышает 10—15 м. Максимальные мощности отмечаются на водоразделах: до 75 м у г. Глубокое, 54 в районе г. Поставы, 45 у г. Новолукомль и более 30 м у населенных пунктов Браслав, Лепель, Лиозно. По всей видимости, в этих районах сохранились погребенные сожские краевые образования. В их расположении наблюдается прямая унаследованность от конечных морен предшествующих оледенений. Между гг. Полоцк и Сенно отмечаются экзарационные борозды, выполненные мореной мощностью до 45—53 м. Мощности менее 10 м характерны как для водоразделов и их склонов, так и для относительно пониженных поверхностей. Пространственное расположение участков с минимальными мощностями морены в понижениях контролируется современной гидросетью, которая нередко наследует существовавшую в позднеледниковое время систему ложбин стока талых ледниковых вод.

Представлена сожская морена валунными супесями с многочисленными линзами и гнездами разнозернистых песков, гравийно-галечного материала, глин и суглинков, реже валунными суглинками и глинами. В районах гг. Миоры, Глубокое, Верхнедвинск, Полоцк, Городок, Витебск, Сенно, Новолукомль и др. в морене отмечаются отторженцы дочетвертичных пород.

Нерасчлененные сожско-поозерские отложения развиты на севере и северо-западе республики. Отсутствуют они на небольших участках в районах гг. Полоцк, Витебск, Поставы, где поозерская морена залегает на сожской или подстилающих ее отложениях. Севернее г. Полоцк, г.п. Шумилино, в районах Витебска и пос. Осинторф выделяются различные по площади участки, где поозерские отложения залегают непосредственно на коренных породах. Перекрываются описываемые отложения поозерской мореной, позднеледниковыми или голоценовыми осадками. Выходы на поверхность наблюдаются в долинах р. Зап. Двина и ее притоков, на юго-восточном берегу оз. Нарочь. К югу от границы поозерского ледника (его максимальной стадии) сожско-поозерские отложения являются поверхностными отложениями.

Кровля сожско-поозерского комплекса отличается значительной расчлененностью. Абсолютные высоты изменяются от 78 м западнее г. Новополоцка до 194 м восточнее г. Витебска. В центральной части Поозерья, соответствующей Полоцкой низине, поверхность отложений характеризуется высотами 100—120 м над уровнем моря. На отдельных участках в долинах рек Зап. Двина и Дисна она понижается до 80 (г.п. Шарковщина)—78 м (г. Дисна), в районе Браславской возвышенности приурочена к интервалу высот 120—142 м. На северо-востоке (Городокская возвышенность) отметки возрастают до 180—190 м над уровнем моря, на востоке (Витебская возвышенность) — до 160—194 м. Ряд повышений по кровле отмечается также в пределах Свенцянских гряд (до 191 м над уровнем моря), Ушачско-Лепельских высот (до 178 м).

В центральной части Поозерья мощность сожско-поозерских отложений изменяется в основном от 10 до 20 м. Более высокие значения (до 47 м) приурочены к ложбинам стока талых ледниковых вод в районе Ушачи — Чашники. Эти ложбины частично являлись путями продвижения поозерского ледника, о чем свидетельствуют грядообразные валы выдавливания вдоль ложбин у гг. Верхнедвинск, Полоцк, г.п. Шумилино, севернее и восточнее г. Чашники. Относительное их превышение 5—15 м, мощность слагающих водно-ледниковых отложений, в основном, 20—40 м, а западнее и восточнее г.п. Бешенковичи — 51—55 м. Толщи описываемых слоев мощностью более 20 м отмечаются также на некоторых возвышенных участках: до 30 м южнее г.п. Воропаево, 42—45 южнее г. Новолукомль, до 63 у г. Сенно, до 45 м у г.п. Богушевск. Минимальные мощности сожско-поозерских отложений (3—6 м) зафиксированы на денудированных водоразделах и в тальвегах ледниковых ложбин.

Отложения нерасчлененного сожско-поозерского комплекса представлены разнозернистыми, преимущественно мелкозернистыми песками, с включением гравия и гальки изверженных и осадочных пород, с гнездами, линзами и прослоями супесей, суглинков и глин, песчано-гравийного материала. Одиночными скважинами вскрываются небольшие по размеру тела, сложенные тонкими супесями, ленточными глинами, песчано-гравийным и гравийно-галечно-валунным материалом. В районах гг. Полоцк, Витебск и г.п. Сураж в комплексе выделяются озерные и озерно-аллювиальные пески, супеси и суглинки с перигляциальными спорово-пыльцевыми спектрами.

Верхний плейстоцен

Нижняя граница верхнего плейстоцена, как указывалось выше, проводится по подошве муравинского межледникового горизонта (на уровне приблизительно 0,13 млн л. н.), верхняя — примерно на уровне 0,01 млн л. н., т. е. по кровле верхнепоозерских перигляциальных отложений (верхний дриас). В строении верхнеплейстоценовых отложений выделяются два горизонта — межледниковый муравинский и ледниковый поозерский. На севере Беларуси (Белорусское Поозерье) верхнеплейстоценовый ледниковый комплекс является рельефообразующим.

Муравинский горизонт

Стратотипический разрез отложений муравинского межледниковья — обнажение на правом берегу р. Березина между дд. Мурава и Побережье Борисовского р-на. Выходы межледниковых торфов и гиттий исследованы в 1928 г. Г.Ф. Мирчинком и Т.Д. Микулиной (Мирчинк, Микулина, 1929; Мирчинк, 1933). Впоследствии этот разрез изучали В.С. Доктуровский (1930, 1931), М.М. Цапенко и Н.А. Махнач (1959), Л.Н. Вознячук (1961), П.И. Дорофеев (1963), Ф.Ю. Величкевич (1973), Г.И. Литвинюк (1982), М.А. Вальчик, В.М. Феденя, И.Е. Красавина (1989) и др. Помимо обнажения в "главном" овраге (Мурава I), Л.Н. Вознячуком были обнаружены еще два выхода межледниковых отложений: Мурава II (Чертов Куст), расположенный близ восточной окраины д. Побережье, и Мурава III у края д. Мурава вверх по течению Березины. Парастратотипами озерно-болотных отложений муравинского межледниковья являются разрезы Черный Берег у г.п. Сураж на Зап. Двине, Богатыревичи на Немане, Комотово на Котре у г. Гродно, Лоев на Днепре; аллювиальных отложений — разрез Дорошевичи на Припяти в 20 км выше г. Петрикова, Княжеводцы на Немане у г.п. Лунно; родниковых образований — разрез Борисова Гора у г.п. Сураж.

Отложения муравинского горизонта широко распространены на территории республики (рис. 7.19). Они известны в нескольких сотнях местонахождений, изученных палеонтологическими методами. По условиям залегания разрезы с муравинскими межледниковыми отложениями принято делить на две группы: перекрытые мореной последнего оледенения и не перекрытые мореной, а залегающие под водно-ледниковыми (ленточные глины в Богатыревичах, Комотове), перигляциальными, эоловыми, склоновыми, озерными, аллювиальными и другими образованиями (Чериков, Мурава, Тимошковичи, Дорошевичи и др.). Муравинские отложения представлены озерными (пески, супеси, суглинки, глины, гиттии, мергели), болотными (торф), аллювиальными (пески, супеси), родниковыми и другими отложениями. Последовательность напластований в полных разрезах носит закономерный характер. Так, в основании озерных отложений залегают глины и суглинки, затем гиттия и торф. Мощность муравинских отложений сравнительно невелика и в среднем составляет 2—5 м, но иногда достигает 17—20 м, как например, в скв. 87 у г. Светлогорск (Санько и др., 1991).

На основании палинологических данных для муравинского межледниковья Беларуси могут быть выделены следующие фазы развития растительности:

mr_1 — сосново-березовые леса с примесью ели;

mr_2 — сосново-березовые и сосновые леса с примесью широколиственных пород;

mr_3 — широколиственно-хвойные (дубовые, дубово-вязовые с сосной) леса, появление орешника в верхней части зоны;

mr_4 — широколиственные леса из лещины, дуба, вяза с примесью липы, ольшаники;

mr_5 — широколиственные леса из липы и лещины с участием дуба и вяза, появление граба, ольшаники;

mr_6 — широколиственные грабово-липовые леса с орешником, появление ели, ольшаники;

mr_7 — широколиственные грабовые (на востоке и юго-востоке) или грабово-еловые леса с лещиной, ольхой, примесью дуба, вяза, липы;

mr_8 — хвойные еловые или елово-сосновые (на юго-востоке сосново-еловые) леса с примесью березы, ольхи, граба;

mr_9 — хвойные сосновые леса с примесью ели и березы;

mr_{10} — сосново-березовые, березово-сосновые леса.

Отличительными особенностями спорово-пыльцевых диаграмм муравинского межледниковья следует признать:

— самое высокое, по сравнению со всеми другими межледниковьями, количество пыльцы широколиственных пород в климатическом оптимуме (в сумме до 95 %): *Quercus* — до 80 %, *Tilia* — до 90, *Ulmus* — до 32, *Carpinus* – до 10 %;

— наибольшее, свойственное только данному межледниковью, количество пыльцы *Corylus* (обычно свыше 100 % и даже до 600 % и выше);

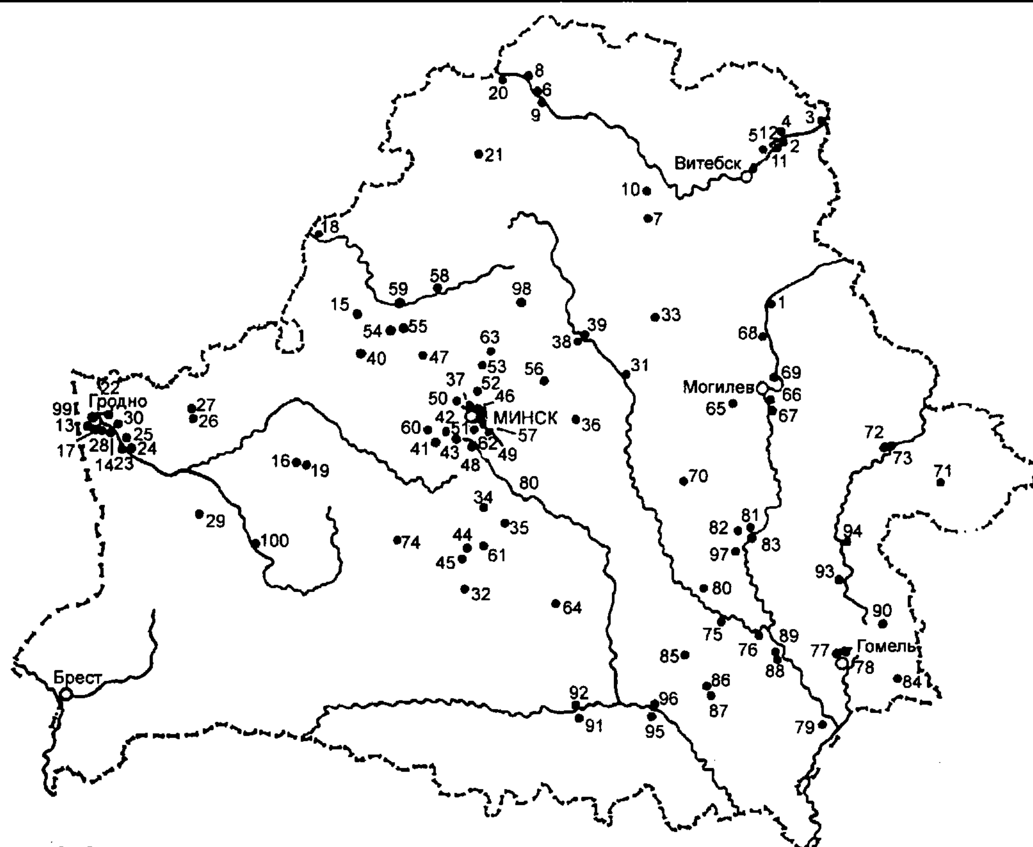


Рис. 7.19. Расположение разрезов муравинского межледникавья.

1 — Ключниково, 2 — Черный Берег, 3 — Орляки, 4 — Дисненинова, 5 — Гралево, 6 — Верхнедвинск, 7 — Чашники, 8 — Боровка, 9 — Стайки, 10 — Бочейково, 11 — Авдеевичи-Кашино, 12 — Левая Руба, 13 — Пышки, 14 — Комотово, 15 — Карачевщина, 16 — Новые Лагодки, 17 — Румловка, 18 — Друцкий Овраг, 19 — Тимошковичи, 20 — Грандичи, 21 — Щечиново, 22 — Ковальцы, 23 — Понемунь, 24 — Княжеводцы, 25 — Самострельники, 26 — Псярцы, 27 — Курки, 28 — Жукевичи, 29 — Зельва, 30 — Каменка, 31 — Мурава, 32 — Кулаки, 33 — Радица, 34 — Замостье, 35 — Падер, 36 — Гатец, 37 — Аронова Слобода, 38 — Селитренники, 39 — Неманица, 40 — Нарейки, 41 — Гнетьки, 42 — Малые Новоселки, 43 — Петьковичи, 44 — Долгое, 45 — Шитино, 46 — Нелидовичи, 47 — Затемень, 48 — Морковичи, 49 — Мачулищи, 50 — Заславль, 51 — Боровляны, 52 — Вишневка, 53 — Ковшово, 54 — Совлово, 55 — Молодечно, 56 — Яловица, 57 — Гончаровка, 58 — Терешки, 59 — Порсы-Маковое, 60 — Латушки, 61 — Гороховка, 62 — Тарасово, 63 — Кузевичи, 64 — Кузьмичи, 65 — Досовичи, 66 — Гребенево, 67 — Полна, 68 — Малое Уланово, 69 — Старая Вдова, 70 — Новые Максимовичи, 71 — Колодезская, 72 — Чериков, 73 — юго-западная окраина г. Черикова, 74 — Леоновичи-Куковичи, 75 — Светлогорск, 76 — Боровики, 77 — Мостище, 78 — Покалюбичи, 79 — Лоев, 80 — Пекаличи, 81 — Вищин-Мадоры, 82 —Рогачев, 83 — Зборово, 84 — Березняки, 85 — Любань, 86 — Ведречь, 87 — Прудище, 88 —Жары, 89 — Борхов, 90 — Глуховка, 91 — Лясковичи, 92 — Дорошевичи, 93 — Бердыж, 94 — Литвиновичи, 95 — Дрозды, 96 — Мозырь, 97 — Лебедевка, 98 — Плещеницы, 99 — Гродно, 100 — Слоним.

— особый порядок кульминации пыльцы отдельных широколиственных пород: дуб — орешник с ольхой — липа — граб;

— отсутствие в климатическом оптимуме пыльцы *Abies*, за исключением некоторых западных разрезов;

— высокий, свойственный только данному межледниковью, максимум пыльцы ели в конце межледникового периода (до 70—90 %), за исключением юго-восточных районов, где ее количество не превышает 5—10 %.

Спорово-пыльцевые диаграммы муравинского межледниковья Беларуси хорошо коррелируются с диаграммами одновозрастных отложений смежных областей России — разрезов Микулино (опорного для микулинских межледниковых отложений России), Панфилово, Большое Верховье, Миловиды Смоленской области и другие (Гричук, 1961).

Диаграммы муравинских разрезов Беларуси практически идентичны диаграммам мяркинского межледниковья Литвы (стратотипический разрез Йоненис (Кондратене, 1965), разрезы Гярвялес (скв. 330), Бяздонис (скв. 296), Киртимай (скв. А), Мядининкай 2 (Кондратене, Жедялис, Ришкене, 1986)).

Спорово-пыльцевые диаграммы эемского межледниковья Польши (Mamakowa, 1989) также сходны с белорусскими, что выражается в одинаковой последовательности кульминации основных лесообразующих пород и почти аналогичной последовательности пыльцевых зон. Некоторые отличия, как например, постоян-

ное участие в спектрах пыльцы *Taxus* и *Abies* во второй половине межледниковья, несколько иное процентное содержание отдельных компонентов спектров и другие особенности не представляют затруднений для уверенной корреляции муравинских разрезов Беларуси и эемских разрезов Польши.

Основные особенности муравинских диаграмм хорошо прослеживаются также на диаграммах эемского межледниковья Германии: разрезы Kerkwitz-Atterwasch (Erd, 1960), Kittlitz Niederlausitz (Erd, 1973). Некоторые особенности диаграмм германских разрезов вполне объяснимы более западным их положением.

Семенные флоры муравинского межледниковья воспроизводят растительность лесного типа с господством широколиственных пород и широким участием теплолюбивых травянистых растений. Муравинские межледниковые флоры не только богаты и разнообразны по составу, но и часто поражают обилием ископаемых плодов, семян, мегаспор и других остатков. Это наиболее яркие и выразительные межледниковые флоры плейстоцена.

В развитии муравинской межледниковой флоры по палеокарпологическим данным можно выделить три главных этапа: раннее межледниковье, оптимум межледниковья и позднее межледниковье. В раннем межледниковье на территории Беларуси господствовали леса с преобладанием *Betula alba L., Pinus sylvestris L.* В качестве примеси к ним выступали *Sambucus, Prunus, Padus, Swida sanquinea (L.) Opiz., Juniperus communis L.* и др. кустарники и низкорослые (подлесочные) древесные породы. Для травянистых сообществ характерно участие *Chara sp., Selaginella selaginoides (L.) Link, Potamogeton natans L., P. rutilus Wolfg., P. pusillus L., P. vaginatus Turcz., Nuphar lutea (L.) Smith, Nymphaea alba L., Ranunculus sceleratus L.* и др. Для неоптимальных частей межледниковья всегда характерен набор видов умеренных условий обитания, обилие различных видов *Potamogeton* и ряда других, преимущественно водных и в меньшей степени водно-болотных растений.

В оптимуме межледниковья на смену мелколиственно-светлохвойным лесным сообществам пришли смешанные, а затем широколиственные леса. Деревья и кустарники представлены: *Pinus sylvestris L., Picea sp., Betula alba L., Carpinus betulus L., Corylus avellana L., Quercus robur L., Alnus glutinosa (L.) Gaertn., Prunus spinosa L., Acer platanoides L., A. campestre L., A. tataricum L., Frangula alnus Mill., Tilia tomentosa Moench, T. platyphyllos Scop., T. cordata Mill., Swida sanquinea (L.) Opiz., Fraxinus excelsior L., Sambucus sp.* Во многих муравинских флорах Беларуси особенно обильны остатки *Carpinus, Tilia, Corylus, Alnus, Betula*, что свидетельствует о широком участии этих древесных пород и кустарников в растительных сообществах. Во флоре травянистых растений оптимума межледниковья выделяется группа теплолюбивых видов бразениевого комплекса (*Brasenia holsatica (Web.) Weberb., Aldrovanda vesiculosa L., Trapa europaea Fler., Stratiotes aloides L., Dulichium arundinaceum (L.) Britt., Caldesia parnassiflora (L.) Parl., Potamogeton sukaczevii Wieliczk.* и другие), которые редки или вовсе отсутствуют в современной флоре Беларуси. Помимо видов бразениевого комплекса в оптимуме межледниковья представлено множество водно-болотных и наземных видов умеренной климатической требовательности.

Заключительные фазы муравинского межледниковья характеризуются господством хвойно-мелколиственных лесных формаций. Доминирующая роль среди древесных пород принадлежала *Pinus sylvestris L.* Подчиненную роль в лесных сообществах играли *Picea sp., Juniperus communis L., Betula alba L.* Значительные изменения претерпела травянистая флора, особенно водно-болотная. Полностью исчезают все теплолюбивые виды и на смену им приходят виды более умеренных условий обитания, а на заключительных этапах и холодолюбы — *Selaginella selaginoides (L.) Link, Isoëtes lacustris L., Sparganium hyperboreum Laest.* и др. Значительную роль в растительных сообществах этого времени начинают играть виды открытых местообитаний.

Находки наиболее богатых ископаемых семенных флор на территории Беларуси приурочены, в основном, к басейнам крупных рек. В бассейне Немана — Богатыревичи, Тимошковичи, Комотово, Княжеводцы; Зап. Двины — Гралево, Кашино, Дисненицово, Черный Берег; Днепра и Припяти — Чериков, Лоев, Борхов Ров, Дорошевичи. Обилие ископаемых карпоидов, их систематическое разнообразие во многом зависят от типа водоема, времени его существования, фациальных особенностей отложений. Наиболее богаты в этом отношении отложения водоемов старично-болотного типа. Самые богатые лесные флоры характерны для западных районов Беларуси. Они содержат наиболее полный набор широколиственных пород и теплолюбивых растений, представленных к тому же большим количеством остатков (разрезы Богатыревичи, Комотово). К востоку и северо-востоку их роль заметно снижается, что хорошо заметно при сопоставлении муравинских семенных флор Беларуси с одновозрастными флорами Смоленской и Тверской областей России (Олеська, Рясна, Орляки, Прялица), где практически отсутствуют или представлены в незначительном количестве остатки *Carpinus betulus L., Tilia tomentosa Moench, Corylus avellana L., Acer, Fraxinus.*

Для семенных флор муравинского межледниковья характерны следующие отличительные признаки:

— абсолютное преобладание в лесных сообществах неморального элемента, представленного исключительно современными видами деревьев и кустарников;

47. Зак. 5046

— широкое участие в сообществах травянистых растений термофильных видов бразениевого комплекса;

— практически современный состав травянистой флоры в целом, нарушаемый участием единичных вымерших видов и региональных экзотов;

— присутствие характерного комплекса из *Brasenia holsatica (Web.) Weberb.*, *Aldrovanda vesiculosa L.*, *Caulinia flexilis Willd.*, *Dulichium arundinaceum (L.) Britt.*

Семенные флоры муравинского межледниковья Беларуси хорошо сопоставляются с одновозрастными флорами соседних областей России с учетом незначительных территориальных изменений (Величкевич, 1982). При сопоставлении муравинских семенных флор Беларуси с одновозрастными флорами Литвы также наблюдаются небольшие различия, которые обусловлены, скорее всего, разнофациальностью флороносных толщ. Для мяркинских флор характерно обилие остатков широколиственных древесных пород и теплолюбивых травянистых растений (разрезы Йоненис, Нятесос, Лишкява) (Ришкене, 1979; Величкевич, 1982).

По данным палеоботанического изучения эемских отложений Польши (Mamakowa, 1989), в оптимуме последнего межледниковья широко распространены смешанные леса с широким участием *Carpinus*, *Quercus*, *Tilia*, *Acer*, *Fraxinus*, *Ulmus*. В отличие от белорусских флор в эемских флорах Польши присутствуют остатки *Taxus*, *Fagus*, *Buxus*, *Ilex*.

Диатомовая флора муравинского межледниковья наиболее полно изучена в разрезах Черный Берег на Зап. Двине близ г.п. Сураж (Вазнячук і інш., 1978), Понемунь на Немане и скважин 9 у г. Гродно (Рылова, Хурсевіч, 1978), 26 у д. Малые Новоселки Дзержинского р-на (Хурсевіч, Яловічава, 1979), 214 у д. Корчево Барановичского р-на (Зусь и др., 1989), 14 у д. Долгое Копыльского р-на, 4860 у д. Шитино Солигорского р-на (Логінава, 1989), 87 у г. Светлогорск и 66 у д. Боровики Светлогорского р-на (Санько и др., 1991; Хурсевич и др., 1995). Эта флора объединяет до 400 видов, разновидностей и форм, имеет современный облик и характеризуется следующими особенностями: а) отсутствием большинства вымерших видов (особенно среди родов *Cyclotella (Kütz.) Bréb.* и *Stephanodiscus Ehr.*), типичных для флор среднего плейстоцена; б) постоянным присутствием показательного для позднего плейстоцена Европы вида *Gomphocymbella ancyli (Cl.) Hust.*; в) наличием незначительных морфологических отклонений у диатомей по сравнению с современными экземплярами. Выделенные на территории Беларуси диатомовые комплексы муравинского межледниковья вполне сопоставимы с одновозрастными комплексами диатомей, известными на территории европейской части России, Литвы, Польши и Германии. По составу и сукцессии диатомовых водорослей разрез Черный Берег, например, наиболее сходен с разрезом, расположенным на левом берегу р. Полометь (Жузе, 1936); разрез Понемунь — с разрезом Вышний Волочек в России (Черемисинова, 1966); разрезы скважин 26 (у д. Малые Новоселки) и 4860 (у д. Шитино) — с разрезами Schwindebeck в Верхнем Люэтале Германии (Behre, 1962) и Бикушкис-80 в Литве (Хурсевич, 1984), разрезы скважин 9 (у г. Гродно) и 14 (у д. Долгое) — с разрезами Kittlitz в Германии (Krueger, 1975) и Nidzica в Польше (Marciniak, Kowalski, 1978).

Палеоэнтомофауна муравинского межледниковья представлена водными и прибрежными видами, обитателями южной части широколиственных лесов Европы и экзотическими видами, при отсутствии в отложениях склеритов коротконадкрылых жуков трибы *Omaliini gen.* и долгоносиков рода *Otiorhynchus*. Специфическая форма для этих отложений – жужелица *Oodes gracilis Villa*, отсутствующая в других межледниковьях плейстоцена Беларуси. Характерное сочетание видов: *Cybister lateralimarginalis Deg.*, *Hydrous aterrimus Esch.*, *Pterostichus sp. exot.*, *Agonum sp. exot.*, *Coelostoma orbiculare Fabr.*, *Dascillus cervinus L.*, *Rhysodes sulcatus F.*, *Odocantha melanura L.*, *Gyrinus distinctus Aube*, *Phymatopoderus latipennis Ged.* Средние температуры июля в то время превышали современные на 3—5?С.

Особенностью малакофауны муравинского межледниковья является господство широко распространенных водных климатически нейтральных видов. К их числу относятся *Bithynia tentaculata (Linnaeus)*, *Valvata piscinalis (Müller)*, *V. cristata Müller*, *Gyraulus albus (Müller)*, *Acroloxus lacustris (Linnaeus)*, *Armiger crista (Linnaeus)*, различные *Pisidium Pfeiffer*. В распределении моллюсков по разрезу муравинских озерных отложений наблюдается четко выраженная этапность, обусловленная климатическими изменениями раннего межледниковья, оптимума и позднего межледниковья. В оптимуме межледниковья наряду с широко распространенными озерными видами существовали также термофильные моллюски с ограниченными ареалами распространения (*Dreissena polymorpha (Pallas)*, *Valvata fluviatilis groeberi Fuhrmann*, *Planorbarius corneus (Linnaeus)*, *Fagotia acicularis (Férussac)*, *Lithoglyphus naticoides (Pfeiffer)*. Эти виды обычно рассматриваются в качестве характерного или руководящего комплекса моллюсков муравинского межледниковья. Особо следует отметить присутствие в комплексе причерноморского вида *Fagotia acicularis (Férussac)*, что свидетельствует о гораздо большей теплообеспеченности территории Беларуси в муравинское время по сравнению с нынешним этапом. Руководящими видами муравинских аллювиальных отложений, имеющими стратиграфическое значение, являются *Pisidium astartoides Sandberger*, *Fagotia acicularis (Férussac)*, *F. esperi (Férussac)*, *Lithoglyphus naticoides (Pfeiffer)*, *Theodoxus fluviatilis (Linnaeus)*.

Фауна мелких млекопитающих муравинского возраста получена из известковых туфов разреза Бори-

сова Гора на Зап. Двине. Около 52 % всех остатков принадлежит животным лесных биотопов (рыжая лесная полевка, лесная мышь, еж, крот, обыкновенная бурозубка, средняя, малая и обыкновенная кутора, белка, соня, бурый медведь, дикий кабан, олень). В ассоциацию в относительно большом количестве входили также представители тундры (в основном обыкновенный лемминг) и степи (степная пищуха и обыкновенный хомяк). Данный специфический комплекс млекопитающих, по мнению А.Н. Мотузко (1985), мог существовать в муравинском раннем межледниковье. В оптимуме межледниковья были представлены только обитатели лесных биотопов. Примером такого типа фаун может служить териофауна из отложений разреза Тимошковичи на Новогрудской возвышенности (Калиновский, 1983; Мотузко, 1985) с участием *Glis sp.*, *Clethrionomys glareolus Scherb.*, *Arvicola aff. terrestris L.*, *Microtus agrestis L.*

Руководящим видом в фаунах муравинского межледниковья является водная полевка *Arvicola aff. terrestris L.* Ей обычно сопутствуют виды *Apodemus*.

Поозерский горизонт

Поозерский ледник покрывал лишь северную часть Беларуси, примерно соответствующую области Белорусского Поозерья, однако комплекс водно-ледниковых и перигляциальных образований этого времени распространен значительно шире. Отложения поозерского ледника, благодаря приповерхностому залеганию и многочисленным выходам на земную поверхность, изучены лучше отложений более древних ледниковых горизонтов, поэтому закономерности их формирования могут служить своеобразной моделью для понимания этапности развития всех плейстоценовых оледенений.

Отложения поозерского времени накапливались в течение трех неравных по своей продолжительности этапов: а) периода разрастания ледникового покрова до достижения им своего максимума; б) времени пребывания ледника на территории Беларуси; в) периода деградации ледника и отступания его за пределы территории Беларуси. Наиболее длительным был первый этап, охватывающий промежуток времени более 70 тыс.лет и представленный в разрезе верхнего плейстоцена чередованием отложений нескольких стадиальных похолоданий и межстадиальных потеплений. Более короткий (около 9—10 тыс. лет) второй этап сопровождался отложением основной морены, являющейся маркирующим горизонтом поозерского времени, и комплекса водно-ледниковых отложений. В течение третьего этапа (около 4 тыс. лет) сформировались пояса краевых ледниковых образований, толща водно-ледниковых и перигляциальных отложений поозерского позднеледниковья.

Нижнепоозерские отложения установлены во многих разрезах верхнего плейстоцена Беларуси (Мурава, Комотово, Чериков, Борхов Ров и др.), где они обычно надстраивают муравинские межледниковые толщи. Стадиальные (сизовато-серые суглинки, супеси, пески, алевриты со следами мерзлотных процессов) и межстадиальные (торф, оторфованные супеси и пески, известковые сапропелиты и др.) слои мощностью от нескольких до 20 м и более залегают на глубине 24—47 м в Поозерье и от 2—3 до 12—20 м на Белорусской гряде и в Полесье (Вознячук и др., 1971). Наиболее полный разрез нижнепоозерских отложений вскрыт в термокарстовой западине у д. Карчевщина Ошмянского р-на (Вазнячук i інш., 1978), где перигляциальная толща мощностью около 10 м накапливалась, по палеоботаническим данным, в течение всего поозерского оледенения. Из выделенных здесь 15 фаз развития растительности 6 отвечают раннепоозерскому времени (Вознячук, 1973).

В течение раннепоозерской стадии размеры ледникового покрова были еще невелики и, по мнению Л.Н. Вознячука (Вознячук и др., 1971), примерно соответствовали положению конечно-моренной гряды фазы Салпаусселькя. Этот важный палеогеографический этап хорошо отражен на спорово-пыльцевых и диатомовых диаграммах (рис. 7.20, 7.21) разреза скв. 87 у г. Светлогорска (Хурсевич и др., 1995), в которой вскрыты отложения погребенного озера, накапливавшиеся в течение муравинского и раннепоозерского времени. В поозерской части разреза (палинозоны pz_1—pz_5) выделяются два потепления, нижнее из которых отвечает тарасовскому (суражскому), а верхнее — круглицкому (полоцкому) межстадиалам, которые коррелируются с интерстадиалами бреруп и оддераде северо-западной Европы. Для диатомовой флоры стадиальных отрезков времени характерно преобладание донных видов и эпифитов из родов *Fragilaria Lyngb.*, *Opephora Petit*, *Navicula Bory*, *Amphora Ehr.*, а для суражского межстадиала — планктонных видов *Cyclotella*. Сходные данные получены по разрезам Рудня (Санько и др., 1991) и Боровики (Величкевич, Санько, Назаров, 1993) Светлогорского р-на, изученным комплексом биостратиграфических методов.

Резкие и частые колебания климата, фиксируемые на спорово-пыльцевых диаграммах надмуравинских частей ряда верхнеплейстоценовых разрезов Беларуси, высокое (до 70 % и более) содержание в стадиальных спектрах недревесной пыльцы, отсутствие в семенной и диатомовой флорах наиболее ярких представителей межледниковых сообществ, а в фаунах термофильных видов, свидетельствует о том, что эти отложения не имеют отношения к муравинскому межледниковью, не являются образованиями его “второго оптимума”, а воспроизводят ритмический процесс чередования небольших похолоданий, связанных с развитием поозерского оледенения. Аналогичная картина природного процесса наблюдается в верхнеплейстоценовых отложениях Польши и Германии, где в ранневислинское время отмечены два интерстадиала (Cepek, 1986;

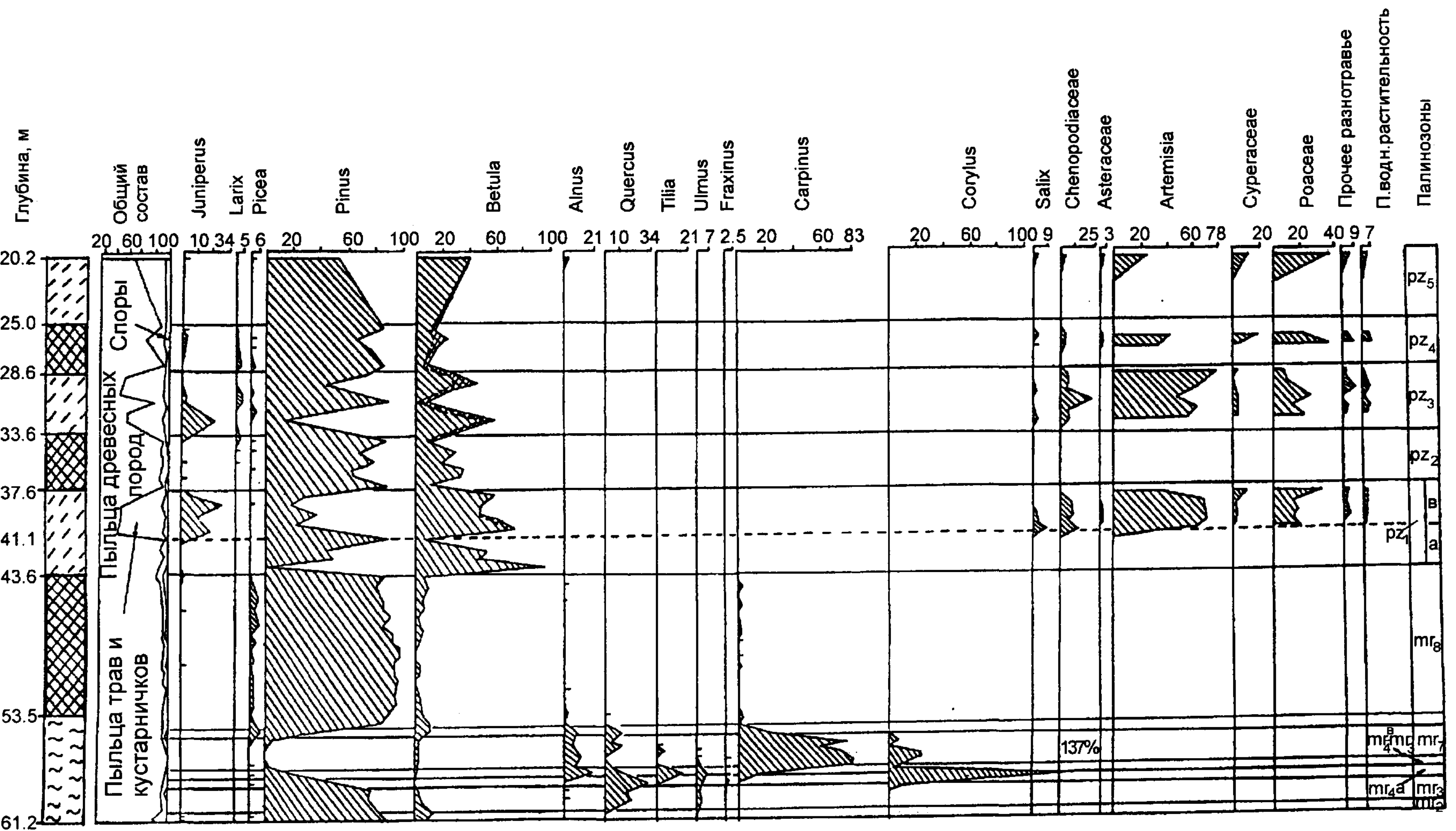


Рис. 7.20. Палинологическая диаграмма разреза скв. 87 у г. Светлогорска (анализ Т.Б. Рыловой). Условные обозначения на рис. 7.11.

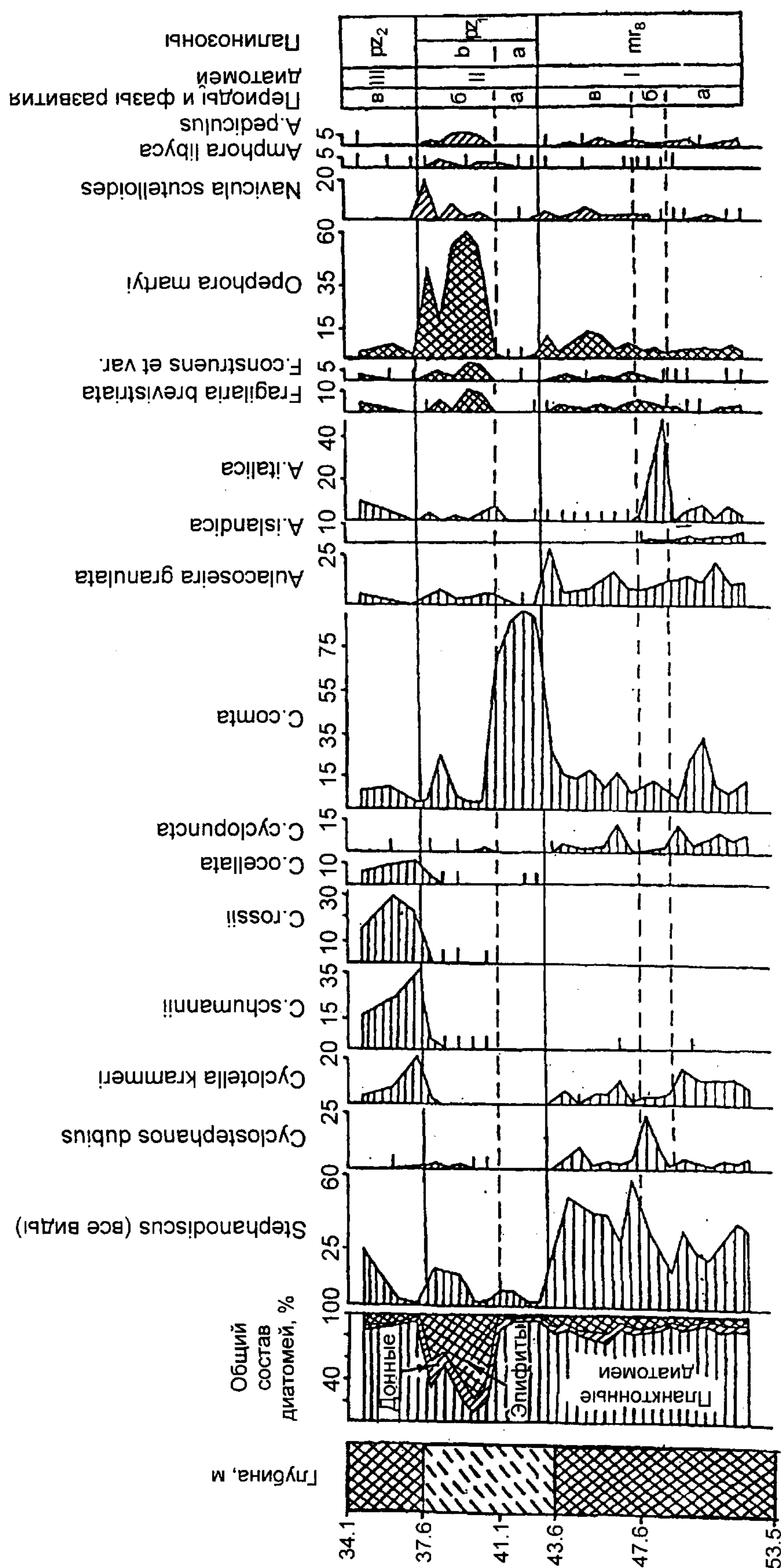


Рис. 7.21. Диатомовая диаграмма разреза скв. 87 у г. Светлогорска (анализ С.А. Феденя). Условные обозначения на рис. 7.11.

Mamakowa, 1989), в то время как для Нидерландов характерно трехчленное деление раннего вейхсениана (амерсфорт, бреруп, оддераде) (Zagwijn, 1989_1).

В среднепоозерское время ледник увеличил свои размеры и южным краем достигал, по-видимому, Латвии и Приильменской низины. Комплекс среднепоозерских отложений представлен стадиальными, главным образом маломощными песчаными толщами с включениями гравия и гальки и образованиями, по меньшей мере, трех межстадиальных потеплений, объединенных Л.Н. Вознячуком (1973) в среднепоозерский мегаинтерстадиал. Первое из этих потеплений зафиксировано в разрезе Красная Горка на Днепре, где старичный торф, залегающий на аллювиальных песках 12—14-метровой террасы, имеет абсолютный возраст 46030±170 л. н. (ЛУ-164) (Арсланов и др., 1971). Растительный покров этого времени воспроизводит лесотундровую обстановку вблизи северной границы леса, а средняя температура была на 4—6° ниже современной (Вознячук и др., 1971). Наличие второго потепления установлено по результатам палеоботанического изучения подморенного торфа в разрезе Шапурово на р. Касиля. В этом разрезе вскрываются две разновозрастные пачки органогенных отложений, нижняя из которых имеет абсолютный возрат от 36400±800 (ЛУ-92В) до 29150±850 (ЛУ-78А) л. н. (Арсланов и др., 1971). Спорово-пыльцевая диаграмма и семенная флора этих слоев воспроизводят растительность осоково-гипновых болот северно-таежной зоны. Здесь же обнаружены рога северного оленя (Вознячук и др., 1972) и остатки сибирского лемминга.

Еще одно потепление отмечено в разрезе Борисова Гора на Зап. Двине, где гумусированные супеси и торф, затронутые мерзлотными деформациями, имеют возраст 28170±750 л. н. (ЛУ-105) и содержат семенную флору, воспроизводящую обстановку северной тайги.

На протяжении всего среднепоозерского мегаинтерстадиала в долинах рек шло накопление перигляциального аллювия **усвячской свиты**, который за пределами максимального распространения ледника участвует в строении верхней поозерской террасы. В пределах же территорий, покрывавшихся льдами, эта свита не получила полного развития и ее верхнюю часть надстраивают озерно-ледниковые и перигляциальные образования, к которым обычно приурочены находки ледниковых, арктических флор и фаун, имеющих радиоуглеродный возраст около 17 тыс. л. н. Наряду с арктическими и аркто-бореальными видами растений (*Dryas octopetala L., Salix polaris Wahl., S. herbacea L., Selaginella selaginoides (L.) Link* и др.) на заключительных этапах формирования подморенных отложений усвячской свиты в бассейнах Немана и Зап. Двины была распространена лемминговая фауна млекопитающих, гипо- и гемиарктическая фауна насекомых.

Аллювий нижних частей верхних надпойменных террас в бассейне Припяти нередко фациально замещается склоновыми отложениями, в которых обнаружены культурные слои верхнепалеолитических стоянок. Абсолютный возраст зубов мамонта из этих стоянок соответственно: Юровичи — 26470±420 (ЛУ-125), Бердыж — 23430±180 (ЛУ-104) л. н.

Аллювиальные отложения представлены песками желтыми, серовато-желтыми, мелкозернистыми, с прослоями тонкозернистых и супесей, линзами песчано-гравийного материала (русловая фация), прослоями и линзами тонких супесей, илов, гиттий и торфа (пойменная фация). Мощность аллювия изменяется от 1—2 до 12—18 м.

Моренные отложения поозерского горизонта развиты в северной Беларуси и относятся к образованиям последней, максимальной стадии оледенения (рис. 7.22). Граница предельного распространения ледникового покрова проходит вдоль северных склонов

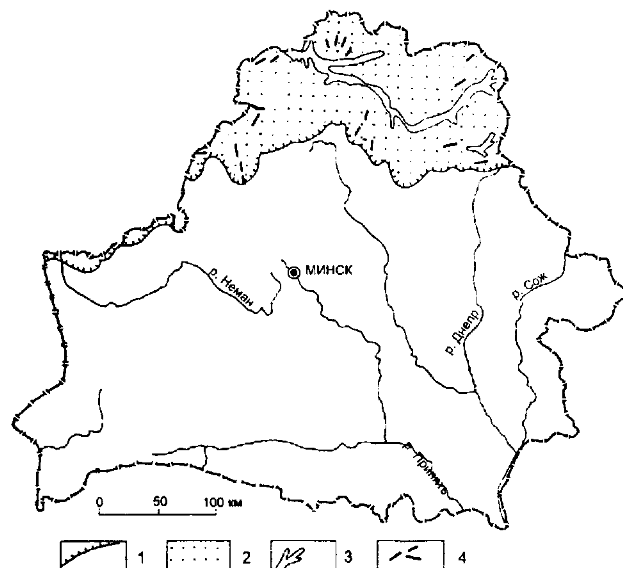


Рис. 7.22. Карта распространения морены поозёрского горизонта. Составила Р.И. Левицкая.

1 — граница поозерского оледенения, 2 — площадь распространения поозерской морены, 3—4 — площади (3) и участки (4) отсутствия поозерской морены.

Гродненской возвышенности, южнее д. Озерцы, западнее г.п. Острына, вдоль северо-западного края Лидской равнины и западнее г.п. Радунь уходит на территорию Литвы. В пределах Белорусского Поозерья граница прослеживается западнее г.п. Свирь, севернее г. Вилейка, г.п. Кривичи, у д. Крулевщина, г.п. Подсвилье, западнее г.п. Ушачи, г. Лепель, восточнее г.п. Холопеничи, у г. Сенно, севернее гг. Орша и Дубровно. Значительные по площади участки моренных равнин выделяются в районах гг. Поставы, Глубокое, Чашники, Сенно, Городок и др. Размыты моренные отложения в долинах Вилии, Зап. Двины и их притоков, частично в пределах Сураж-

ской и Полоцкой низин. Залегает морена на сожско-поозерских, сожских, муравинских отложениях или девонских породах, перекрыта поозерскими водно-ледниковыми комплексами или современными осадками.

Поозерским ледником на различных этапах его деградации были сформированы краевые образования на западе Беларуси (у г.п. Сопоцкин, д. Озеры, г.п. Острына) и в пределах Поозерья (Свирская и Свенцянские гряды, Ушачская, Витебская, Городокская и Браславская возвышенности и др.). Абсолютные высоты этих образований достигают 210—296 м над уровнем моря. К ним примыкают поверхности, сложенные основной мореной, с абсолютными высотами 150—200 м.

Мощность поозерской морены изменяется от 1,5—2 до 70 м, составляя в среднем 10—15 м. Максимальные мощности приурочены к конечно-моренным возвышенностям и ледниковым ложбинам. Представлена морена валунными супесями и суглинками красно-бурыми, бурыми или желтовато-бурыми, с гнездами и прослоями песка разнозернистого, глинистого, с гравием и галькой. Конечные морены сложены супесями и суглинками, насыщенными гравийным и галечно-валунным материалом, разнозернистыми песками, чередующимися с песчано-гравийным материалом, в различной степени глинистым и сортированным, иногда с отторженцами дочетвертичных пород. Отложения разбиты трещинами, отдельные пачки и блоки перевернуты или смещены по линиям разрывов.

Поозерские надморенные водно-ледниковые отложения сформированы отступающим ледником. Значительная роль в этом комплексе принадлежит флювиогляциальным образованиям. Абсолютные отметки их поверхности 150—200 м. Они представлены песками желтыми, желтовато-серыми и серыми, мелкозернистыми, с включением гравия и редкой гальки, иногда слоистыми, с линзами и прослоями песчано-гравийного материала, мощность которых в ложбинах стока талых ледниковых вод достигает 9 м.

В районах населенных пунктов Поставы, Сенно, Глубокое, Миоры, Свирь, Россоны, Ветрино, Ушачи и др. флювиогляциальные пески слагают многочисленные камовые холмы и массивы, озовые гряды. Приурочены они к ложбинам стока, поясам краевых ледниковых образований и ледораздельным зонам. Преобладают пески разнозернистые, горизонтально- и косослоистые, с выклинивающейся слоистостью. Эти образования имеют моренную покрышку мощностью от 0,2—0,5 до 3—4 м. Озовые гряды сложены чаще всего слоистыми гравийными песками с галечниками и валунниками в ядре.

Широко распространены озерно-ледниковые отложения времени отступания ледника. Они выполняют Верхне-Неманский, Disненский, Полоцкий, Суражский и Лучосинский бассейны. Абсолютные отметки поверхности отложений изменяются от 112—120 до 165—176 м, мощность — от 0,2—0,5 до 31 м. Представлены глинами шоколадными, ленточными, плотными, вязкими с карбонатными дутиками; супесями алевритистыми с тонкими прослоями песка; песками тонкозернистыми, слоистыми, слюдистыми. Перечисленные типы отложений чередуются как по разрезу, так и по простиранию.

Верхнепоозерские перигляциальные отложения. Помимо отложений ледникового комплекса в позднепоозерское время в приледниковой и во внеледниковой зонах накапливались преимущественно аллювиальные, озерно-аллювиальные, лессовидные и песчаные эоловые толщи.

Аллювиальные комплексы слагают надпойменные террасы Зап. Двины, Немана, Днепра, Сожа, Припяти и других крупных рек. Отложения представлены песками разнозернистыми, слоистыми, с линзами песчано-гравийного материала (русловая фация), старичных супесей, гиттий и торфа (пойменная фация). Мощность аллювия изменяется от 2—3 до 10—15 м.

Озерно-аллювиальные отложения распространены в Белорусском Поозерье и Припятском Полесье, в бассейне Немана, Вилии, Березины, а также на относительно пониженных участках Центрально-Березинской, Пуховичской равнин и др. Абсолютные отметки их кровли варьируют в пределах 140—200 м. Залегают они непосредственно с поверхности или под маломощными голоценовыми болотными осадками, подстилаются муравинскими, поозерскими, сожскими или днепровскими отложениями. Мощность колеблется от 1—1,5 до 12 м. Представлены песками серыми, желтовато-серыми, мелко- и тонкозернистыми, слабоглинистыми, иногда с растительными остатками, с прослоями и линзами супесей и глин; супесями и суглинками голубовато-серыми, слюдистыми. Спорово-пыльцевые спектры, полученные из этих отложений, имеют перигляциальный облик.

Лессовидные отложения широко распространены в восточной части Беларуси и на территории Минской, Новогрудской, Мозырской возвышенностей. Они залегают на моренных и краевых ледниковых отложениях, реже перекрывают флювиогляциальные пески. Максимальные мощности лессовидных отложений (свыше 10 м) приурочены к восточным районам территории Беларуси и Мозырской возвышенности. На остальной территории толща редко превышает 5 м. Представлены эти образования пылеватыми супесями и суглинками, в составе которых доминируют алевритовые (33—88 %) и глинистые (21—31 %) частицы. Лессовидные отложения нередко трещиноватые и в большинстве своем карбонатные. Содержание карбонатов чаще всего составляет 1—6 %, иногда превышает 10 %.

На правом берегу Днепра в 0,5 км выше г. Орша у д. Приднепровье в толще лессовидных отложений

обнаружены погребенная почва и остатки млекопитающих (*Mammuthus sp.*, лемминги рода *Lemmus Dicrostonix* и др.). По результатам палинологических исследований этой толщи установлено, что древесные представлены преимущественно пыльцой *Betula*, среди которых от 7 до 68 % приходится на низкорослые и карликовые формы. Пыльца термофильных элементов, по мнению Я.К. Еловичевой, переотложена. Среди травянистых преобладает пыльца *Ranunculaceae* (21—90 %), местами встречается *Artemisia, Compositae, Gramineae, Dryas* и др. Выявлены также единичные зерна папоротников, плаунов и мхов. Геологические, геохимические, палеонтологические данные свидетельствуют о формировании лессовидных отложений в условиях многолетнемерзлотной тундры, начиная с первой половины или середины этапа развития поозерского оледенения. Закончилось накопление этих отложений в позднеледниковое время.

Эоловые песчаные отложения довольно часто встречаются в тех районах Беларуси, где на земную поверхность выходят пески различного генезиса. Наибольшие площади эоловых образований приурочены к Полесью, террасам Немана, Березины и других рек, озерно-ледниковым низинам и равнинам. Эти пески слагают разнообразные по форме бугры, холмы и гряды высотой 3—15 м и более. Эоловым отложениям свойственна отчетливо выраженная косая слоистость. Реже отмечаются горизонтально-слоистые и неслоистые горизонты. На песчаных озерно-ледниковых толщах эоловые формы сложены мелко- и тонкозернистыми песками, а на аллювиальных и флювиогляциальных — мелко- и разнозернистыми песками с отдельными крупными зернами диаметром до 1 мм, реже более. По результатам определения абсолютного возраста термолюминесцентным методом (данные Г.И. Хютт) основная часть эоловых образований сформировалась в интервале (13000—17000)±2500 л. н., хотя естественно, что эоловые процессы с различной степенью интенсивности продолжаются до настоящего времени.

В течение позднеледникового этапа происходили неоднократные чередования холодных (стадиалы — дриас 1, 2, 3) и относительно теплых (раунискии ?, беллингский и аллередский интерстадиалы) условий. Отложения рауниского интерстадиала (?PN, 14000—13000 л. н.), выделяемые рядом специалистов (Зименков 1987; Еловичева и др., 1988; Еловичева, 1993), были выявлены только в разрезе Латыши. Возраст этих осадков, определенный по ^{14}C из прослойки детрита в русловом аллювии, 13630±100 л. н. (ЛУ-617). Однако, согласно исследованиям Ф.Ю. Величкевича (Зименков, 1987), семенная флора из детритовых отложений в целом соответствует перигляциальному растительному комплексу (доминируют *Selaginella selaginoides (L.) Link, S. tetraedra Wieliczk., Carex sp., Potamogeton filiformis Pers., P. alpinus Balb., Chenopodium sp., Betula alba L., B. humilis Schrank, Pinus sylvestris L.* и др.). Представленные палеоботанические данные, а также отсутствие других надежных доказательств потепления климата в интервале 14—13 тыс. л. н. не позволяют, в настоящее время, достоверно выделить осадки рауниского интерстадиала на территории Беларуси.

Отложения нижнего дриаса (DR-1; до 12700 л. н.) выявлены в единичных разрезах. Абсолютный возраст этих осадков датирован в разрезе Нарочь — 13110±70 л. н. (Tln-654). Близкий возраст (12860± 110 л. н., Vs-366) имеют слои в разрезе Чернихово (Зерницкая, 1991; Matveev et al., 1993). Однако, эта дата скорей всего удревнена, так как пыльцевые спектры из соответствующих отложений характеризуют начало аллередского интерстадиала. Нижнедриасовые слои представлены песками, песками с гравием и галькой, алевритами и глинами, нередко с карбонатными включениями (мощность до 0,5 м). Наиболее показательные палеоботанические данные были получены при изучении нижнедриасовых песчано-гравийных карбонатных отложений оз. Нарочь и глинисто-карбонатных осадков оз. Долгое. В разрезе отложений оз. Нарочь была обнаружена сравнительно небогатая диатомовая флора (Хурсевич, 1976), в которой преобладали литоральные виды (*Fragilaria brevistriata Grun., F. pinnata Ehr., Amphora pediculus Kütz.* и др.). Для пыльцевых спектров этого возраста свойственно высокое (до 50 %) содержание пыльцы трав и кустарников, а также спор (*Artemisia, Cyperaceae, Poaceae, Helianthemum sp., Dryas sp., D. octopetala L., Lagotis sp., Saxifraga sp., Kochia prostrata (L.) Schrad., Hippophae sp., Ephedra distachya L., Rubus chamaemorus L., Juniperus, Betula nana L., B. humilis Schrank, Alnaster, Selaginella selaginoides (L.) Link, Selaginella sp., Sphagnum, Bryales, Lycopodium* и др.). Флористический состав этих спектров характеризуется набором элементов степных, гипоарктических, аркто-бореальных, бореальных и неморально-бореальных видов, которые слагают перигляциальный (ПГК) растительный комплекс. Среди пыльцы древесных пород в отложениях нижнего дриаса доминирует сосна и береза (рис. 7.23). Концентрация пыльцы в осадках низкая, значительный процент приходится на долю коррозированных форм, нередко встречаются споры дочетвертичного возраста.

Отложения, соответствующие беллингскому потеплению (BL; 12700—12100 л. н.), выделены в разрезах Иванисовка (Kulczynski; 1930), Секеровщина, Долгое (Зерницкая, Павловская, 1994; Zernitskaya et al., 1998) и др. Они представлены песками, глинами, супесями, алевритами, гиттией, смешанными и карбонатными сапропелями. Радиоуглеродных датировок по этим отложениям не получено, поэтому, верхняя граница проводится на уровне 12100 л. н., по данным польских ис-

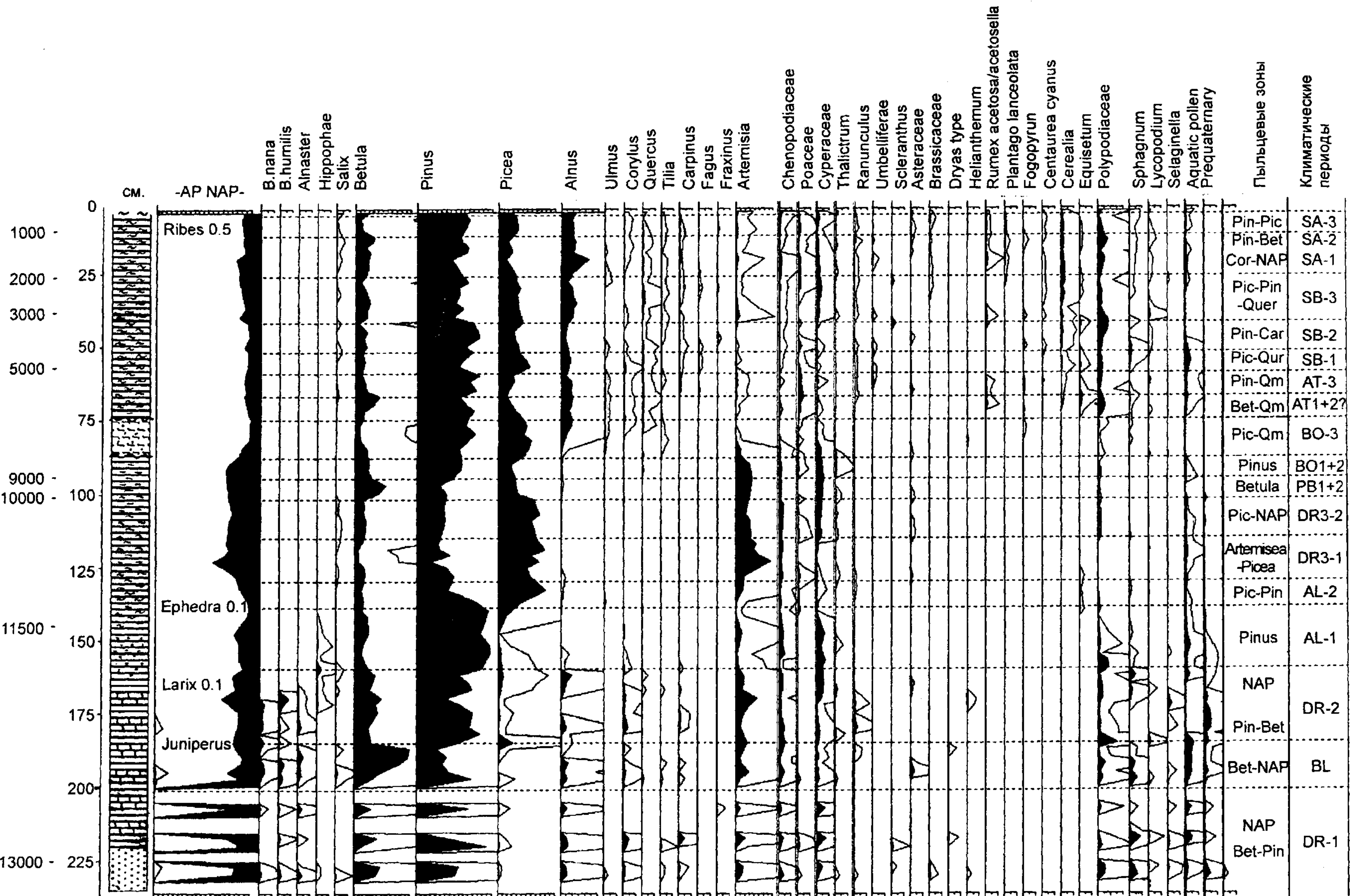


Рис. 7.23. Спорово-пыльцевая диаграмма донных отложений оз. Долгое (анализ В.П. Зерницкой). Условные обозначения на рис. 7.11.

следователей (Starkel, 1977). Пыльцевые спектры характеризуются незначительным повышением концентрации пыльцы, среди которой возрастает роль древесных представителей в основном *Pinus sylvestris L.*, *Betula pubescens Ehrh.*, *B. verrucosa Ehrh.*, однако, роль кустарниковых видов, таких как *Betula nana L.*, *B. humilis Schrank*, *Alnaster*, и растений перигляциального комплекса резко различной экологии остается высокой. Отмечаются зерна ели (до 2 %), можжевельника (до 4), ольхи, ивы и орешника (до 1 %). Установлено относительно высокое содержание травянистых сообществ с преобладанием *Artemisia* и *Chenopodiaceae*, фиксируется увеличение осок и представителей лугового разнотравья (*Ranunculus sp.*, *R. repens L.*, *Thalictrum*, *Filipendula ulmaria (L.) Maxim.*, *Plantaginaceae* и т.д.). Среди споровых отмечаются зерна *Selaginella selaginoides (L.) Link*, *Polypodiaceae*, *Pteris*, *Sphagnum*, *Ophioglossum*, *Lycopodium*, *Botrychium boreale Milde*. Диатомовая флора представлена бореальными и северо-альпийскими видами (Хурсевич, 1976).

По отложениям среднего дриаса (DR-2; 12100—11800 л. н.), имеющим мощность до 1,0 м и представленным глинами, алевритом, супесью, сапропелем и реже песками, не получено абсолютных датировок. В этих отложениях резко убывает концентрация пыльцы, увеличивается количество корродированных и переотложенных зерен. В спектрах возрастает значение пыльцы растений перигляциального комплекса, в который попрежнему входят представители тундровой и степной растительности. Так, по данным Э.А. Крутоус (Крутаус, 1996), в разрезах Волосово и Секеровщина определены *Betula nana L.*, *B. humilis Schrank*, мегаспоры *Selaginella selaginoides L.*, большое количество оогоний *Chara sp.*, *Potamogeton natans L.*, *P. rutilus Wolfg.*, *P. praelongus Wulf.*, *P. filiformis Pers.* Среди травянистых господствует *Artemisia*. Диатомеи представлены мелкими, нередко уродливыми формами *Fragilaria* и *Amphora* (Хурсевич, 1976).

Время накопления отложений аллередского интерстадиала (AL) с учетом допустимых погрешностей датирования определено возрастом 10900—11800 л. н. Важным моментом осадконакопления аллередского потепления является увеличение карбонатности песчано-глинистых осадков, начало накопления болотных отложений, в т. ч. первых подсапропелевых прослоев торфа. Суммарная мощность этих образований редко превышает 0,5 м. Обычно, аллередские слои идентифицировались по нижнему максимуму ели (Якушко, Махнач, 1973; Еловичева и др., 1988; Еловичева, 1993). В настоящее время отбор образцов сплошной колонкой, слоями мощностью от 2—5 до 10 см и ряд радиоуглеродных датировок позволили уточнить не только временные рубежи, но и дать более четкую палинологическую характеристику отложений этого временного интервала.

Практически на всех пыльцевых диаграммах фаза ели предшествует увеличению сосны (PB-1) и максимуму березы (PB-2) в пребореальных осадках (Тюремнов, 1951; Пидопличко 1961, 1975; Махнач, Якушко, Калечиц, 1971; Якушко, Махнач 1973; Еловичева, Мысливец, 1975; Богдель и др., 1983; Богдель, 1984, 1998; Зерницкая 1985; Matveev et. al., 1993; Zernitskaya, 1995, 1996). Согласно расчетам, проведенным с использованием программы "Tilia" (Grimm, 1992) по материалам разреза Судобле (рис. 7.24), начало рациональной кривой пыльцы ели (более 1 %) соответствует уровню 11300 л. н., подъем датируется возрастом 11160±10 л. н. (TA-1225), максимальное содержание лежит на уровне 10400 л. н., а падение заключено в интервале 10200—9800 л. н. При отборе образцов более чем через 10—15 см аллередские отложения идентифицируются по резкому увеличению концентрации пыльцы, минимальному содержанию травянистой растительности. Спектры из этих отложений соответствуют фазе развития сосновых лесов (*Pinus*) с увеличением ели на последнем этапе (*Pinus — Picea*). Кроме зерен основных лесообразующих пород в отложениях аллереда выявлена пыльца ивы (до 10 %), реже ольхи, лещины и тополя (1—2 %). Среди травянистых растений увеличивается роль пыльцы семейства *Poaceae*, *Cyperaceae*, а также водных, водно-болотных и болотных представителей.

Отложения аллередского возраста (10900—11800 л.н.) по пыльцевым данным подразделяются на три этапа. По нижнеаллередским осадкам (AL-1; 11800—11600 л. н.) в разрезе Латыши (Вознячук, Вальчик, 1978; Зименков и др., 1978; Зименков, Кузнецов, 1985) получены абсолютные датировки 11600±110 л. н. (МиГ-9) и 11720±140 л. н. (МиГ-10). Слои, относящиеся к среднему аллереду (AL-2, 11300—11600 л. н.), в разрезах Судобле и Комаришки датированы 11550±100 л. н. (TA-1226), 11430±460 л. н. (ЛУ-75А) (Вознячук и др., 1972; Богдель и др., 1983; Зименков, Кузнецов, 1985). Возраст отложений третьего завершающего этапа (AL-3, 10900—11300 л. н.) подтвержден в разрезах Студенец (Вознячук и др., 1968), Гожа (Вознячук и др., 1972; Зименков, Кузнецов, 1985), Судобле, Кобузи (Богдель, 1984), Комаришки и Латыши следующими датами: 10810±100 л. н. (TA-135), 10870±110 (Tln-137), 11020±90 (МиГ-25), 11060±100 (Vib-41), 11050±100 (Vib-41A), 11080±100 (Vib-41Б), 11080±320 (ЛУ-756), 11160±100 (TA-1225), 11200±100 (TA-25) и 11230±250 л. н. (ЛУ-139).

Необходимо подчеркнуть, что спорово-пыльцевые спектры верхнеаллередских отложений имеют определенные региональные различия. В разрезах северной и северо-восточной частей Беларуси преобладает пыльца редкостойных сосново-еловых лесов (содержание пыльцы ели от 20 до 40 %). В южной и юго-западной частях региона доминирует пыльца сосновых и бере-

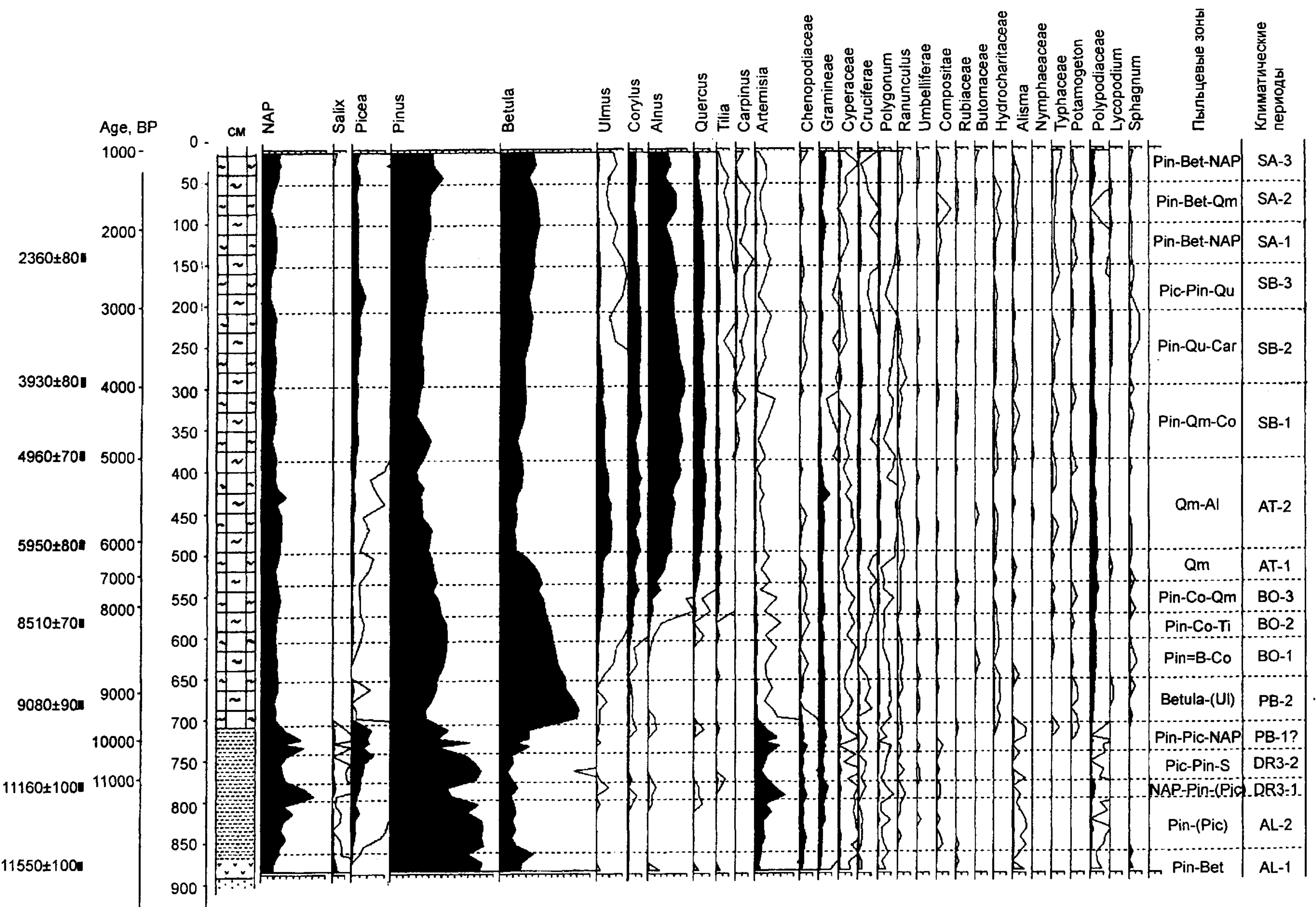


Рис. 7.24. Спорово-пыльцевая диаграмма донных отложений оз. Судобле (анализ И.И. Богделя). Условные обозначения на рис. 7.11.

зово-сосновых сообществ с незначительным присутствием ели (менее 1 %). Граница между выделенными зонами проводится примерно по линии Ошмяны — Дзержинск — Копыль — Любань — Жлобин — Гомель. Наметившиеся в конце аллереда региональные различия в составе спорово-пыльцевых спектров в дальнейшем прослеживаются на протяжении всего голоцена вплоть до настоящего времени. Это объясняется взаимообусловленными причинами: эдафическими условиями, климатом и положением территории в зоне взаимодействия двух геоботанических областей — Евро-азиатской хвойнолесной (таежной) и Европейской широколиственной.

По данным палеокарпологического анализа в аллередских отложениях представлены различные виды рдестов, среди которых *Potamogeton filiformis Pers.*, *P. vaginatus Turcz.*, растущие сейчас севернее территории Беларуси, встречаются *Scirpus lacustris L.*, *Mentha arvensis L.*, *Filipendula ulmaria (L.) Maxim.* (Крутоус, 1986). Уменьшилась роль аркто-бореальных видов *Betula nana L.*, *B. humilis Schrank*, *Dryas octopetala L.*, *Salix herbacea L.*, выявлены *Arctostaphylos uva-ursi (L.) Spring.*, *Potentilla cf nivea L.*, *Potentilla sp.*, *Dianthus sp.*, *Silene sp.* (Величкевич, 1982). Диатомовая флора аллередского потепления отличалась не только заметным качественным разнообразием (до 218 видов и внутривидовых таксонов), но и количественным обилием многих ее представителей. Среди планктонных диатомей наиболее характерны *Cyclotella* (*C. antiqua W. Sm.*, *C. ocellata Pant.*, *C. distinguenda Hust.* и др.), предпочитающие воды олиго- и мезотрофных озер; среди донных и эпифитов — различные *Fragilaria*, *Navicula*, *Amphora*, *Cymbella*, *Gomphonema*, *Nitzschia* и *Epithemia*, указывающие на развитие в палеоводоемах широкой литоральной зоны, занятой макрофитами. Среди энтомофауны аллереда, по данным В.И. Назарова, доминировали наземные хищные жужелицы и виды, приуроченные к хвойным породам — ризофаги (*Otiorhynchus*).

Граница между AL и DR-3 на спорово-пыльцевых диаграммах проводится на уровне падения кривой сосны, увеличения ели и травянистой растительности. Отложения верхнего дриаса (10900—10200 л. н.) представлены глинами, суглинками, алевритом, сапропелями с повышенным содержанием карбонатов, торфом. Суммарная мощность этих слоев в изученных разрезах достигает 1,5 м. Для пыльцевых спектров из верхнедриасовых отложений свойственно высокое содержание пыльцы ели, нередко повышение количества березы и ее кустарниковых видов, ивы и наземной травянистой растительности (NAP; 20—40 %). В осадках северных районов содержание пыльцы ели колеблется от 20 до 80 % (разрезы Глубелька, Нарочь, Долгое, Межно, Новято, Освея, Оболь, Дривяты, Секировщина, Грецкое, Заборовский Мох, Волосово, Потех и др.). В центральных и восточных районах на долю пыльцы ели приходится около 10 % (разрезы Судобле, Песочное, Малое, Птичь, Безымянное, Святое, Лочинское, Домжерицкое, Ореховский Мох, Большое Годылево и др.), а в западных и южных — от 0,5 до 5 % (разрезы Дитва, Колдычевское, Свитязь, Чернихово, Новоселки, Олтуш, Песчаное, Бобровичское, Кандель-Яловец и др.). Присутствие пыльцы ели в осадках разреза Морино (западная часть региона) датировано 10660±130 л. н. (МиГ-26). В аккумуляциях разреза Волосово (северо-восточная часть Беларуси) подъем кривой ели (до 30 %) фиксируется датой 10650±160 л. н. (Tln-325) (Санько, 1987), а начало падения в отложениях оз. Кривое лежит на уровне 10280±120 л. н.(Vs-107) (Еловичева, 1993).

В спорово-пыльцевых спектрах также установлены *Betula nana L.*, *B. humilis Schrank*, *Alnaster*, *Salix*, *Pinus sylvestris L.*, *Picea abies (L.) Karst.*, *P. obovata Ledeb.*, *Larix*, *Abies*, *Betula pubescens Ehrh.*, *B. verrucosa Ehrh.*, *Artemisia*, *Chenopodiaceae*, *Helianthemum*, *Kochia prostrata (L.) Schrad.*, *Selaginella selaginoides (L.) Link* и др. При этом, учитывая низкую концентрацию и состав пыльцы в верхнедриасовых отложениях, можно сказать, что в начале этапа на севере Беларуси преобладали лесотундровые и степные сообщества (DR3-1, *NAP — Picea — Pinus*), а позднее (DR3-2, *Picea — NAP*) редкостойные леса северотаежного типа (см. рис. 7.23). Кроме того, следует подчеркнуть, что в спектрах нередко присутствует пыльца дуба, липы, вяза и граба (в сумме 1—2 %). Осадки, содержащие эту пыльцу, не имеют четкой приуроченности к определенному временному интервалу и являются скорее всего переотложенными. В составе диатомовой флоры возрастает роль северо-бореальных и северо-альпийских элементов из родов *Martyana*, *Achnanthes*, *Navicula*, *Diploneis*, *Cymbella* и др., свидетельствующих об относительно низком температурном режиме древних озер. Из остракод в дриасовых отложениях постоянно присутствуют холодолюбивые виды *Candona narotschensis Zubowicz*, *C. cuneata Zubowicz*, *Cyclocypris aff. ovum* (Зубович, 1981). Среди мелких млекопитающих доминируют тундровые представители, характерные для всего позднеледниковья (*Dicrostonyx ex gr. guilielmi-henseli*, *Lemmus sibiricus Kerri*, *Microtus gregalis Pall.*), реже встречаются степные, лесные и полизональные виды (*Lagurus lagurus Pall.*, *Clethrionomys glareolus Schreb.*, *Arvicola terrestris L.*) (Калиновский, 1983).

Голоцен

Нижняя граница голоцена, по данным различных исследователей, колеблется от 10000 до 10300 л. н. В странах Прибалтики и Скандинавии она проводится на уровне 10000 л. н. (Mangerud et al., 1974; Пуннинг, Раукас, 1985; Kabailene, Raukas, 1987; Gailius et al., 1994 и др.), в Польше — определена возрастом 10250 л. н.

(Starkel, 1977), в Беларуси — 10300 л. н. (Зименков, 1987; Еловичева и др., 1988). Для северо-западных и центральных районов Русской равнины начало голоцена соответствует 10300 л. н. (Хотинский, 1977), а для Украины определяется на уровне 10200 л. н. (Безусько, 1977). Чаще всего, в стратиграфических схемах голоцен подразделяется на пребореальный, бореальный, атлантический, суббореальный и субатлантический периоды, которые, в свою очередь, делятся на более мелкие этапы. Пребореальный, бореальный и атлантический периоды, по М.И. Нейштадту (1971), соответствуют раннему голоцену, суббореальный — среднему, а субатлантический — позднему.

В настоящее время в лаборатории современных геологических процессов ИГН НАН Беларуси создана база данных, которая содержит около 200 голоценовых разрезов и соответствующих диаграмм. Наиболее репрезентативные из них представлены на рис. 7.25. Современный подход к изучению отложений, а именно равномерный отбор по слоям от 2—5 до 10 см (Богдель, 1984; Зерницкая, 1985, $1986_{1,2}$, 1991; Кузнецов и др., 1992, 1995; Matveev et al., 1994; Pavlovskaya, Zernitskaya, 1997), а также компьютерная обработка пыльцевых данных позволили дать четкие и обоснованные пыльцевые характеристики выделяемых временных интервалов, которые отличаются от предлагаемых ранее (рис. 7.26.).

В течение голоцена на территории республики накапливались аллювиальные, озерные, озерно-аллювиальные, болотные, эоловые, пролювиальные, делювиальные, коллювиальные, источниковые и другие отложения. Наиболее распространенными из них являются аллювиальные, озерные и болотные аккумуляции.

Аллювиальные отложения (русловые, пойменные и старичные фации) сформировали высокую и низкую пойму рек бассейнов Днепра, Припяти, Зап. Буга, Немана и Зап. Двины, а также нижние надпойменные террасы Зап. Двины и Немана. Фации руслового аллювия представлены разнозернистыми песками нередко с прослоями и линзами песчано-гравийного материала. Среди пойменных отложений преобладают заиленные супеси и суглинки. Старичные аккумуляции представлены заиленными песками, супесями, суглинками, глинами, сапропелями и торфами. Мощность аллювиальных отложений достигает 15—20 м.

Важное место в голоценовом осадконакоплении принадлежит озерам. По данным О.Ф. Якушко (Якушко и др., 1992), на территории республики насчитывается более 10 тысяч озер, наибольшее количество которых сосредоточено в Белорусском Поозерье и Полесье. В озерах накапливаются минеральные, органо-минеральные и органические осадки. Они представлены разнозернистыми песками (преимущественно мелко-тонкозернистыми), нередко карбонатными, заиленными, а также супесями, глинами, илами и сапропелями (Якушко, 1967, 1971, 1981; Жуховицкая и др., 1983; Жуховицкая, Еловичева, 1987; Кузнецов и др., 1992 и др.). Средняя мощность толщи озерных аккумуляций может варьировать от 3 до 7 м, максимальная достигает 20—25 м и более.

Болотные комплексы сложены низинными, переходными и верховыми торфами. Низинные торфяники распространены повсеместно, но наибольшие массивы их встречаются в пределах Полесского региона. Верховые и переходные торфяники, главным образом, развиты в Поозерье, в пределах Центрально-Березинской равнины и на юге республики в Столинском районе. Мощность торфяных залежей невыдержана и может изменяться от нескольких десятков сантиметров до нескольких метров. Наибольшая мощность болотных отложений (11 м) была обнаружена в пределах болота Ореховский Мох Узденского р-на (Пидопличко, 1961; Махнач, 1971). На моренных равнинах болотные отложения, как правило, отличаются меньшей мощностью и мозаичностью распространения. Самые мощные толщи болотных образований приурочены к заполненным осадками озерным котловинам.

По пыльцевым данным рубеж изменения климатической обстановки при переходе от позднего плейстоцена к голоцену проводится на уровне сокращения пыльцы перигляциального комплекса, ели и увеличения содержания сосны и березы. По этому рубежу в разрезах Червоное, Мошно, Бурое, Кривое получены следующие определения возраста 10170± 170 л. н. (Vs-160), 10060±120 (Vs-108), 10170±170 (GIN-2309) и 10280± 120 л. н. (Vs-107), что позволяет принимать дату 10200 л. н. за начало голоцена.

Пребореальный период (PB; 10200—9000 л. н.) делится на два этапа. Для пыльцевых спектров из отложений раннего этапа (PB-1; 10200—9800 л. н.) характерно увеличение содержания пыльцы сосны (60—70 %) и уменьшение ели. В осадках разрезов, лежащих на севере Беларуси, доля пыльцы *Picea* падает до 10—20 %, а в аккумуляциях юго-западных и южных районов и вовсе отсутствует (см. рис. 7.24; рис. 7.27 и 7.28). Пыльца из рассматриваемых отложений соответствует на диаграммах зонам *Pinus — Betula — NAP* и *Pinus — Picea — NAP* (см. рис. 7.26). К этой части разреза приурочена эмпирическая граница, а в ряде разрезов и начало рациональной кривой *Ulmus*.

Отличительной особенностью спектров из верхнепребореальных отложений (PB-2; 9800—9000 л. н.) является наибольшее за весь голоцен содержание пыльцы березы (до 70 %), начало рациональной кривой вяза и практическое исчезновение ели (*Picea*, 1—5 %). Подъем кривой березы датируется 9920±90 л. н. (МиГ-27) и 9970±110 л. н. (TA-136) в осадках разреза Морино (Вознячук, Вальчик, 1978). В отложениях оз. Судобле и болота Кобузи он соот-

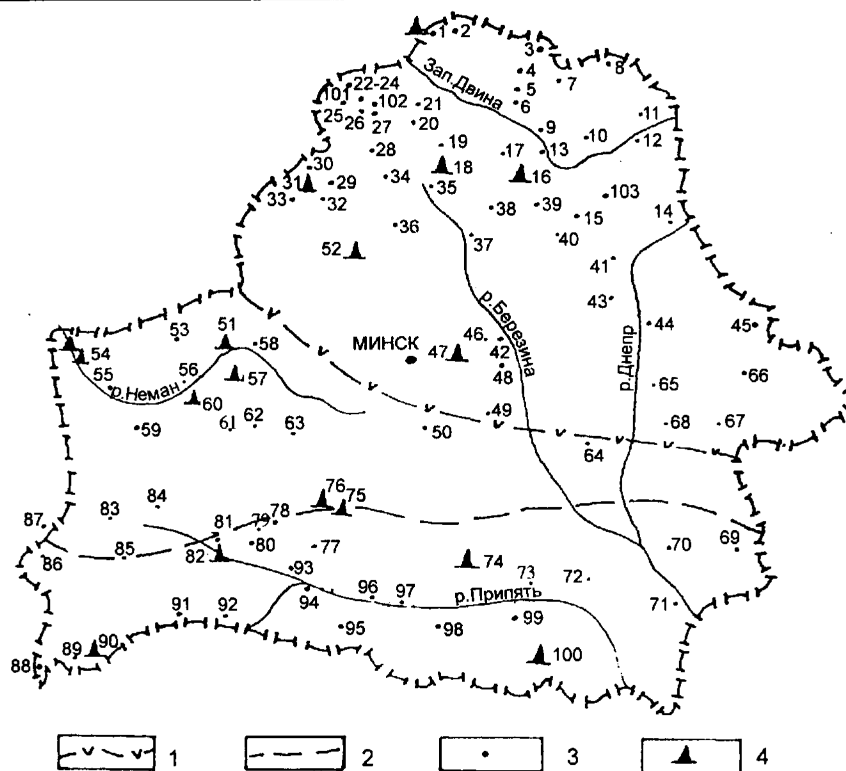


Рис. 7.25. Расположение наиболее представительных палинологически изученных разрезов позднеледникового и голоценового возраста.

1 — современная южная граница дубово-темнохвойных лесов; **2** — современная южная граница грабово-дубово-темнохвойных лесов; **3** — палинологические разрезы: 1 — Освея, 2 — Церковное (1, 2 — данные О.П. Леонович, В.П. Зерницкой), 3 — Заборовский мох, 4 — Нещердо, 5 — Мошна (3—5 — Пидопличко, Грищук, 1960), 6 — Секеровщина (Зерницкая, Павловская, 1994), 7 — Ситно (Пидопличко, Грищук, 1960), 8 — Езерище (Богдель, 1984), 9 — Оболь (Тюремнов, 1951), 10 — Вымно (Пидопличко, Грищук, 1960), 11 — Орехи (Kalicki i in., 1997), 12 — Волосово (Санько, 1987), 13 — Улла (данные Н.А. Махнач), 14 — Щербинский мох (данные А.П. Пидопличко), 15 — Жеринское (Богдель, 1984), 16 — Кривое (Еловичева, Богдель, 1985), 17 — Черствяты (Махнач и др., 1971), 18 — Долгое (Зерницкая, 1999), 19 — Шо (Махнач и др., 1971), 20 — Ельня (Пидопличко, 1961), 21 — Грецкое (Богдель, 1984), 22 — Снуды, 23 — Волос (22, 23 — Еловичева, Мысливец, 1975), 24 — Потех (Махнач и др., 1971), 25 — Пикулик, 26 — Дривяты (25, 26 — Еловичева, Мысливец, 1974), 27 — Красновское, 28 — Долбенишки (Пидопличко, 1975), 29 — Мястро (Махнач и др., 1971), 30 — Глубелька (Якушко, Махнач, 1973), 31 — Нарочь (Махнач и др., 1971), 32 — Боторино, 33 — Воробьи (32, 33 — Махнач и др., 1971), 34 — Сервечь (Пидопличко, 1961) 35 — Межужол (Махнач и др., 1971), 36 — Паньское (Пидопличко, 1961), 37 — Домжерицкое (Пидопличко, 1975), 38 — Кривина (Simakova, 1998), 39 — Бобрица (Жуховицкая, Еловичева, 1987), 40 — Жеринское (Богдель, 1984), 41 — Старо-Соколино (данные О.П. Леонович), 42 — Молое (Богдель, 1984), 43 — Безымянное (Богдель, 1984), 44 — Могилёв (данные Н.А. Махнач), 45 — Святое (Богдель, 1984), 46 — Малое Юровское (Пидопличко, 1961), 47 — Судобле, 48 — Песочное, 49 — Лочинское (47, 48, 49 — Богдель, 1984), 50 — Ореховский мох (Пидопличко, 1961), 51 — Поусье (Якушко, Махнач, 1973), 52 — Кобузи (Богдель, 1984), 53 — Дитва (Якушко, Махнач, 1973), 54 — Гожа, Луковица (Вознячук, Вальчик, 1978; Каліцкі і інш., 1998), 55 — Козловичи, 56 — Песковцы (55, 56 — данные Н.А. Махнач), 57 — Морино (Вознячук, Вальчик, 1978), 58 — Мостки (Махнач, 1971), 59 — Пески (данные Т.Б. Рыловой), 60 — Латыши, 61 — Огородники (60, 61 — Вознячук, Вальчик, 1978), 62 — Свитязь, 63 — Колдычевское, 64 — Крушиновское (Богдель, 1984), 65 — Большое Годылево (Пидопличко, 1975), 66 — Долгое (данные А.П. Шостак), 67 — Сергеевка (данные А.П. Римашевской), 68 — Зимник (Тюремнов, 1951), 69 — Стоячее (данные А.П. Римашевской), 70 — Белецкое (данные К.И. Демешко), 71 — Каравишаль (данные Н.А. Григорович), 72 — Василевичи (Тюремнов, 1951), 73 — Дикое (Пидопличко, 1975), 74 — Червоное (Еловичева, Зерницкая, 1989), 75 — Черниховo, 76 — Новосёлки (75, 76 — Zernitskaja, 1996), 77 — Ганцевичи (Kulczyński, 1930, Зерницкая, 1991), 78 — Выгоновское (Зерницкая, 1991), 79 — Выгонощи (Kulczyński, 1930), 80 — Бобровичское (Якушко, Махнач, 1973), 81 — Яглевичи (Kulczyński, 1930), 82 — Споровское (Зерницкая, Дайнеко, 1986), 83 — Дикий Никор (Kulczyński, 1930), 84 — Восциничи, 85 — Темпра (84, 85 — Kulczyński, 1930), 86 — Каменей (данные В.П. Зерницкой), 87 — Беловежа (Darowski, 1975), 88 — Селяхи (Zernitskaya, 1997), 89 — Ореховское (Еловичева, Мысливец, 1975), 90 — Олтуш (Власов и др., 1990), 91 — Песчаное (Зерницкая, 1991), 92 — Колено, 93 — Иванисовка, 94 — Пинск, 95 — Лунинец, 96 — Горица, 97 — Яглевичи (92—97 — Kulczyński, 1930), 98 — Бычок (Зерницкая, 1991), 99 — Кандель-Яловец (Пидопличко, 1961), 100 — Верхи (Зерницкая, 1986$_1$), 101 — Новято, 102 — Ричи (Кузнецов и др., 1992), 103 — Богдановское (Кузнецов и др., 1995); **4** — палинологические разрезы с датами по ^{14}C.

Этапы (тыс. л.н)		Пыльцевые зоны для севера Беларуси		для юга Беларуси		Фазы Picea
	SA - 3 b	Pinus-Betula-Picea	Al-NAP	Pinus-Betula-(Quer-Car)	NAP	
	SA - 3 a	Picea-Pinus-Betula	Quer-Ti-Al NAP	Pinus-Betula-(Quer)	Pic-Car Al-NAP	*
1,0	SA - 2	Pinus-Betula--Quercus-(Carpinus)	Pic-Cor NAP	Pinus-Quercus--Carpinus	Cor-NA (Fag)	
2,0	SA - 1	Pinus-Picea-Quer	Car-Al-(Fag)	Pinus-Quercus	Car-Fag Bet-Al	
2,7	SB - 3	Picea-Pinus-(Betula)	Quer-Ti-Al	Pinus-Betula-(Quer)	Car Pic-Fag	
3,2	SB - 2	Pinus-Picea--Quercus	Carpinus-(Fag)	Pinus-(Betula)--Quercus-Carpinus	Cor	
4,2	SB - 1	Picea-Quercus (Cor-Al)	Car-Ti-Ul	Pinus-Quercus--Carpinus	Pic-Ul-Al	
5,0 / 6,0	AT - 3	Quercus--Ulmus-Tilia--Alnus-Corylus	⇐Fag⇒ Pin-Pic ⇐Car⇒	Quercus--Ulmus-Tilia--Corylus-Alnus	Car-Pin Frax ⇐Fag⇒	
6,6	AT - 2	Ulmus-Tilia-(Quer) -Corylus-Alnus	Pic-Bet ⇐Frax⇒	Ulmus-Tilia-Quer--Alnus-Corylus	Frax ⇐Car⇒	
7,8	AT - 1	Ulmus-Corylus-(Tilia)	Al-Quer	Ulmus-Corylus-(Til-Al)	Quer ⇐Frax⇒	
8,4	BO - 3	Pinus-Corylus-Q.m	Pic-Bet ⇐Quer⇒	Pinus-(Bet)-Corylus-Q.m	⇐Ti⇒	
8,6	BO - 2	Pinus-Betula-Cor	⇐Ti-Al⇒	Pinus-Betula--Corylis-Ulmus	⇐Al⇒ ⇐Quer⇒	
9,0	BO - 1	Pinus=Betula-Cor	Ul ⇐Cor⇒		⇐Cor⇒	
9,8	PB - 2	Betula-(Pin)	⇐Ul⇒	Betula-(Ul)	Pinus	
10,2	PB - 1	Pinus-(Picea)-Betula	NAP	Pinus-Betula NAP	⇐Ul⇒	
	DR3-2	Picea-NAP	Pin-Bet-Salix	Betula-Pinus-NAP	Salix-Pic	
10,9	DR3-1	Picea-Pinus-NAP	Bet-Salix	Pinus-Betula-NAP	Jun-Salix	
	AL - 3	Pinus-Picea-Betula	⇐Pic⇒	Pinus-Betula	⇐Pic⇒	
	AL - 2	Pinus	Jun	Pinus	Jun-Salix	
11,8	AL - 1	Pinus-Betula	NAP	Pinus-Betula	NAP	
12,1	DR - 2	Betula-Pinus-NAP		Betula-Pinus-NAP		
12,7	BL	Betula=Pinus	NAP	Pinus-Betula-NAP		
13,0	DR - 1	NAP-Betula	Pin ⇐Pin⇒**	Betula-Pinus-NAP NAP-Betula	⇐Pin⇒	

* ▒ - количество пыльцы > 10 % ■ - количество пыльцы > 30 %

** ⇐ ⇒ - начало оснований миграции древесных пород

Рис. 7.26. Схема стратиграфического расчленения позднеледниковых и голоценовых отложений Беларуси. Составила В.П. Зерницкая.

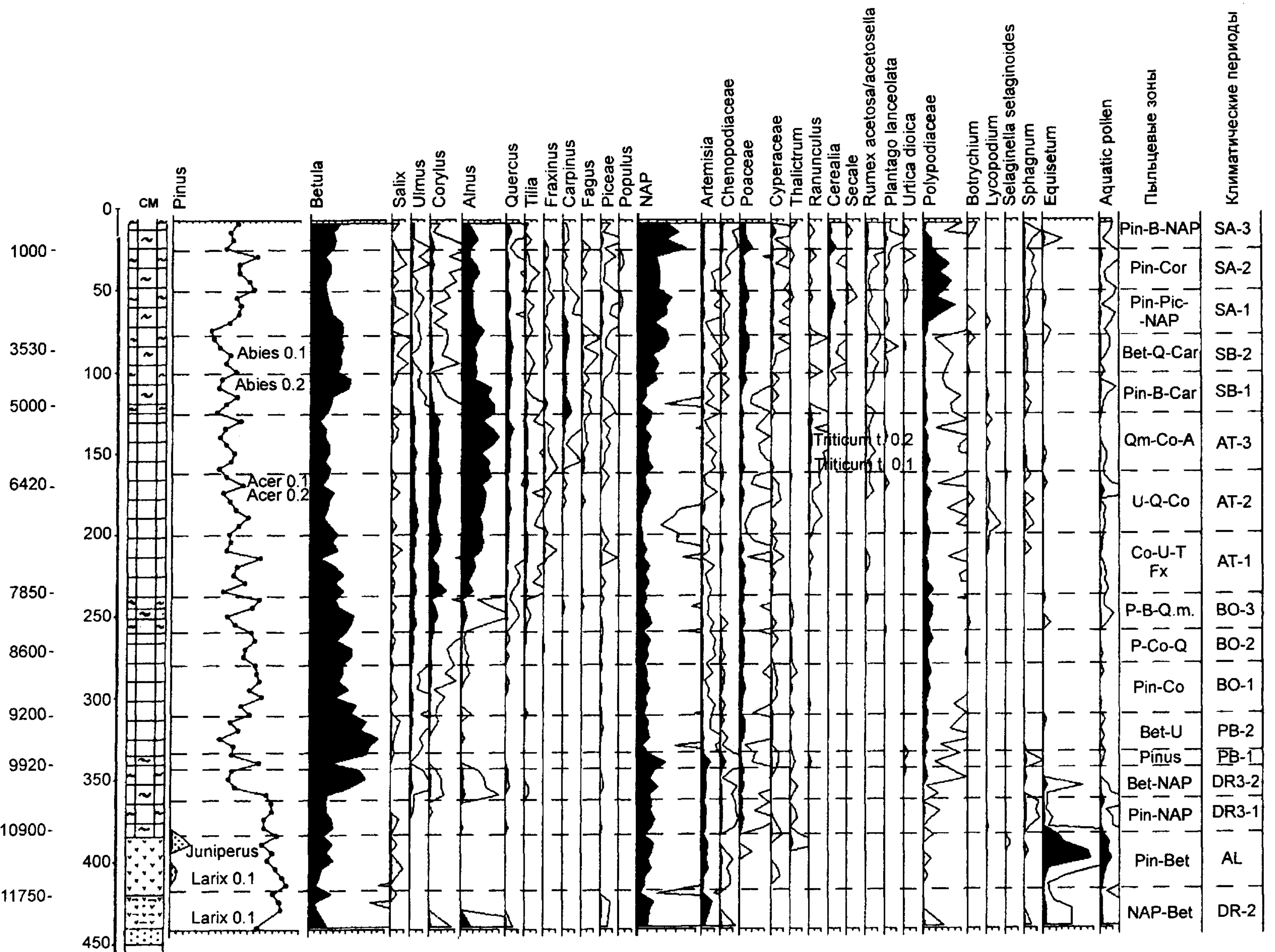


Рис. 7.27. Спорово-пыльцевая диаграмма донных отложений оз. Песчаное (анализ В.П. Зерницкой). Условные обозначения на рис. 7.11.

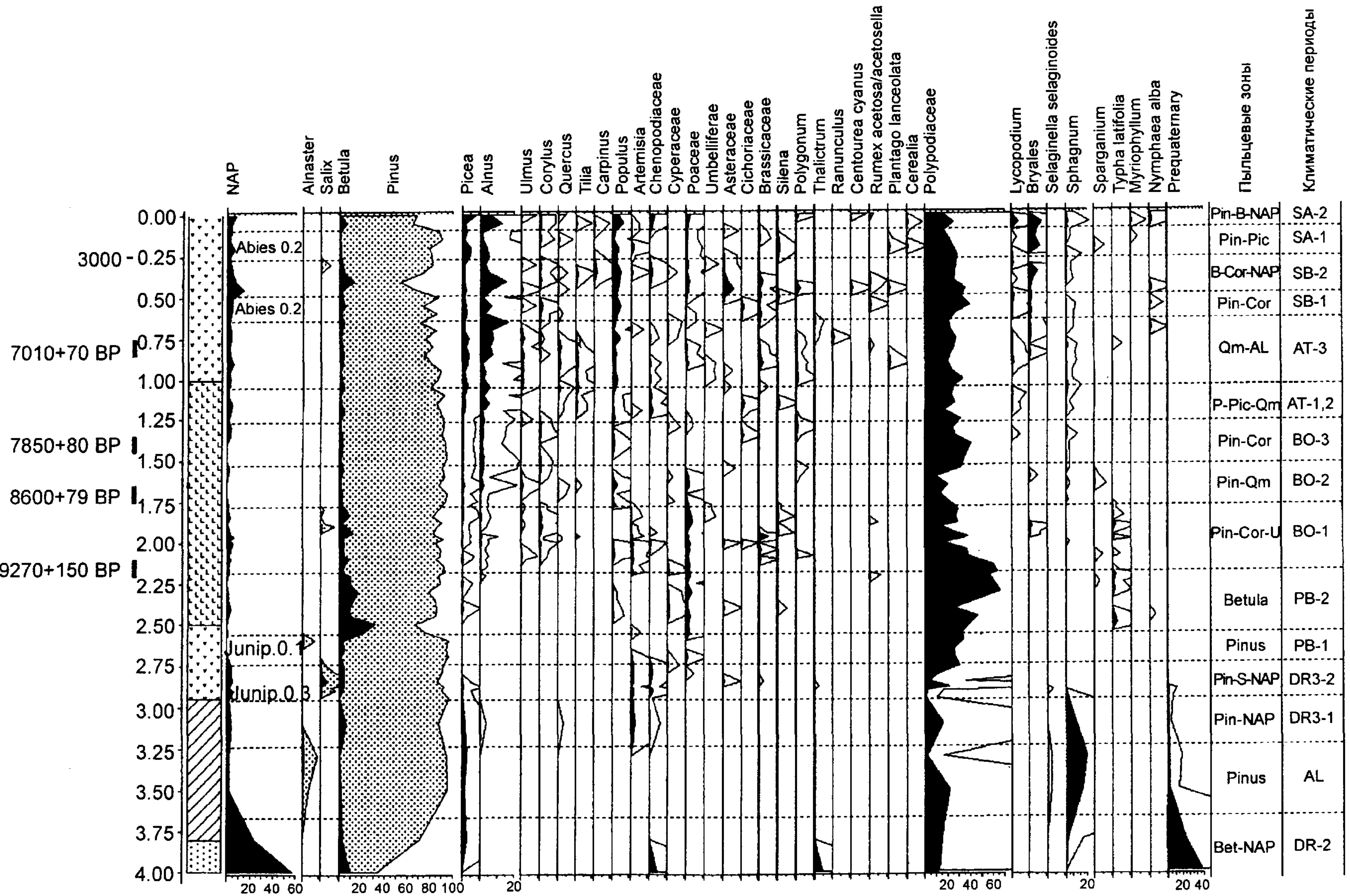


Рис. 7.28. Спорово-пыльцевая диаграмма отложений болота Новоселки (анализ В.П. Зерницкой). Условные обозначения на рис. 7.11.

ветствует интерполированному уровню 9800 л. н. (Богдель, 1984). Падение содержания пыльцы березы в спектрах южных разрезов датировано 8940±80 л. н. (МиГ-28), 9320±100 л. н. (МиГ-41) и 9270±150 л. н. (Tln-586) (Zernitskaya, 1996). В странах Прибалтики максимум в распространении пыльцы березы датирован 9350, 9490 и 9500 л. н. (Кабайлене, 1986; Veski, 1992; Saarse, 1997; Stancikaite, Ostrauskas, 1997). В северных и северо-восточных районах Польши фаза березы приходится на возрастной интервал 9800—9500 л. н. (Latalowa, 1982; Noryskiewicz, 1982), в северо-западных — 10000—9600 л. н. (Hjelmroos, 1982), а на территории Люблинского Полесья устанавливается между 9080 и 10900 л. н. (Balaga, 1982). В пределах Украинского Полесья отложения, которым соответствует пик березы, имеют возраст 9920±80 л. н. (Безусько и др., 1988). На территории России (Смоленская область, центр Русской равнины) первый голоценовый максимум березы также соответствует пребореальным слоям (9000—10000 л. н.) (Хотинский 1977; Вознячук и др., 1984). Приведенные данные позволили определить время развития березовых лесов на территории республики интервалом от 9800 до 9000 л. н. (PB-2), что соответствует зоне *Betula* — (*Pinus*) либо *Betula* — (*Ulmus*) на пыльцевых диаграммах (см. рис. 7.24, 7.27; рис. 7.29). При изучении отложений с интервалом более чем через 10—15 см, а также при невысокой скорости накопления осадков эта зона может характеризовать весь пребореальный этап (см. рис. 7.23). В пыльцевых спектрах травянистых растений отмечается повышение роли *Poaceae*, а среди споровых нередко резко возрастает количество *Polypodiaceae*.

В пребореальной части голоценового разреза уменьшается общее количество диатомей, часто корродированных и полурастворенных, что связано с увеличением жесткости воды и повышением содержания $CaCO_3$ (Хурсевич, 1976; Богдель, Власов, 1983). Фауна мелких млекопитающих в начале раннего голоцена представлена *Clethrionomys glareolus Schreb.*, *Arvicola terrestris L.*, *Microtus oeconomus Pall.*, *M. arvalis Pall.*, *M. agrestis L.* и *M. gregalis Pall.*, которая в целом характерна для всего раннего голоцена. Малакофауна этого периода характеризуется умеренно теплыми представителями (Санько, 1987; Kalicki, Sanko, 1992).

Наиболее достоверным рубежом в разделении осадков пребореального и бореального периодов является время, которое соответствует началу рациональной кривой *Corylus*, падению содержания *Betula*, увеличению пыльцы *Pinus* и широколиственных пород. Отложения бореального этапа (ВО, 9000—7800 л. н.) по началу появления пыльцы широколиственных пород при господстве сосны и увеличении вяза можно разделить на три фазы, которые несколько различаются по пыльцевой характеристике. Нижнебореальные слои (ВО-1, 9000—8700 л. н.) соответствуют на диаграмме зоне *Pinus* = *Betula* — *Corylus* — (*Quercus*) (см. рис. 7.26, 7.27); среднебореальные (ВО-2, 8700—8400 л. н.) — зоне *Pinus* — *Corylus* — *Tilia* (см. рис. 7.24, 7.28); верхнебореальные (ВО-3, 8400—7800 л. н.) — зоне *Picea* — *Corylus* — *Q. m.* (см. рис. 7.24). Следует отметить, что в северных разрезах республики пыльца липы часто появляется раньше либо одновременно с дубом, а в осадках ВО-3 фиксируется увеличение значений *Picea* и *Betula* (см. рис. 7.26).

При изучении образцов, отобранных чаще чем через 5—10 см, обычно разрез бореальных отложений делится только на две части. Нижняя соответствует интервалу 8400—9000 л. н. и объединяет спектры ВО-1 и ВО-2 (зона *Pinus* — *Corylus* — *Quercus*+*Tilia*). Верхняя имеет возраст от 8400 до 7800 л. н. и соответствует зоне *Pinus* — (*Picea* — *Betula*) — *Corylus* — *Q. m.* Представленные стратиграфические уровни подтверждены радиоуглеродными датами в ряде голоценовых разрезов. Так, согласно хронологическим расчетам, в разрезе Судобле начало рациональной кривой *Corylus* фиксируется на уровне 8800 л. н., *Quercus* и *Tilia* — 8510±70 л. н. (TA-1223). Эмпирическая граница появления пыльцы дуба в осадках болота Кобузи лежит на уровне 9000 л. н., а начало рациональных кривых дуба и липы соответствует дате 8750±70 л. н. (TA-1330). В разрезах Чернихово и Новоселки присутствие лещины и дуба отмечено ниже слоев, датируемых 8690±240 л. н. (Vs-365) и 8600±80 л. н. (TA-585), т. е. примерно на уровне 9000 л. н., а липы — около 8000 л. н. По данным изучения разреза Морино в пойме р. Неман пыльца лещины и дуба встречается в отложениях, имеющих возраст 8940±80 л. н. (МиГ-28), а липы — ниже слоя, для которого получена датировка 8590±90 л. н. (МиГ-29).

Таким образом, первое появление пыльцы дуба в голоценовом разрезе (южные, центральные районы) датировано 9000—8700 л. н., а липы — 8700—8500 л. н., что соответствует первой половине бореального этапа. В северной Беларуси пыльца *Quercus* обнаруживается в отложениях, накопившихся в конце бореала. Представленные данные хорошо коррелируются со смежными территориями (Кабайлене, 1986; Ralska-Jasiewiczowa, 1983). Для пыльцевых спектров травянистых растений начальных этапов бореального периода (ВО-1 и ВО-2) характерно господство пыльцы *Poaceae*, нередко отмечается увеличение роли ксерофитных представителей, таких как *Artemisia*, *Chenopodiaceae*.

Основными критериями выделения спектров завершающей фазы бореального периода (ВО-3) являются первый послеледниковый максимум *Corylus* (до 10 %, изредка до 20 %), увеличение *Picea* (около 10 %), возрастание значений *Betula* и нередко *Salix*. В осадках оз. Судобле первый максимум лещины связан с отложениями, имеющими возраст 8400—7700 л. н., а в разрезе Чернихово находится ниже слоев, датированных

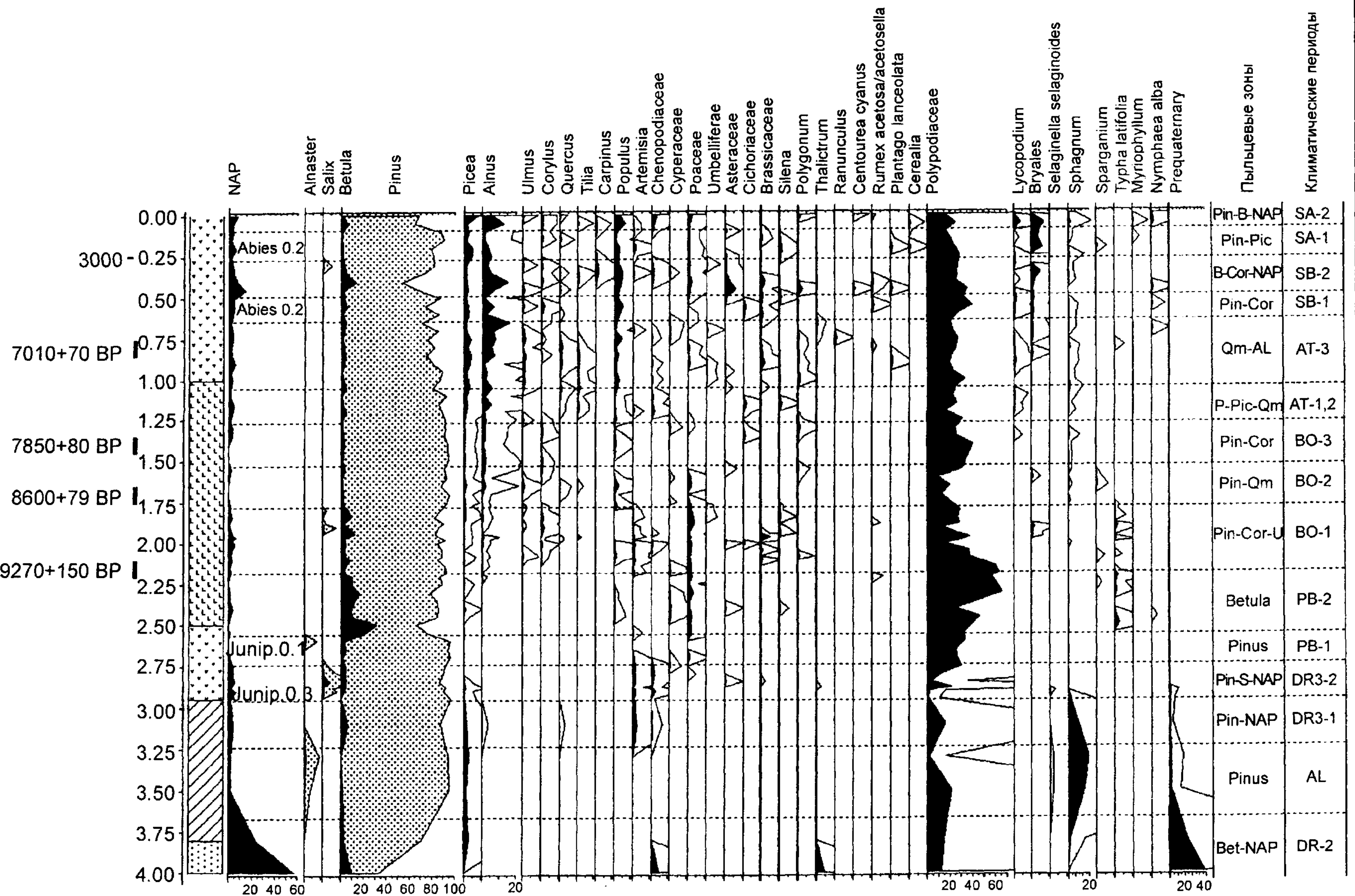


Рис. 7.29. Спорово-пыльцевая диаграмма пойменных отложений Зап. Двины (разрез Орехи, анализ В.П. Зерницкой). Условные обозначения на рис. 7.11.

7770±230 л. н. (Vs-367). Среди травянистой растительности в осадках отмечается увеличение представителей лугового разнотравья (*Apiaceae*, *Filipendula*, *Thalictrum*, *Ranunculaceae* и т.п.) и пыльцы болотных видов. В составе высших водных растений выявлены различные виды рдестов, а также *Najas marina L.*, *Nymphaea alba L.*, *Nuphar lutea (L.) Smith*, *Caulinia minor (All.) Coss. et Germ.*, из прибрежных — *Scirpus lacustris L.*, *Typha latifolia L.*, *T. angustifolia L.* и др. (Крутоус, 1985, 1986).

Завершающий этап бореального периода прослеживается на большинстве палинологических диаграмм (разрезы Нарочь, Глубелька, Долгое (скв. 2, 3, 5—7), Судобле, Освея-1, 2, Нещердо, Песчаное, Бобровичское, Жеринское, Волос, Кривое, Пикулик, Потех, Дривяты и др.) и соответствует похолоданию климата, выделяемому в странах средней и восточной Европы, Северной Евразии (Пуннинг, Раукас, 1985; Климанов, 1996; Ralska-Jasiewiczowa, Starkel, 1988; Starkel, $1996_{1,2}$ и др.). В скважинах, расположенных в сублиторальных зонах озер, этому времени отвечает изменение характера отложений: появляются песчаные и илистые слои в карбонатных сапропелях, повышается содержание грубодетритового материала (озера Долгое, Песчаное, Снуды, Ореховское, Новято, Шо и др.). Для пыльцевых спектров характерны резкие пики древесных и травянистых растений с одновременным началом рациональных кривых широколиственных пород, что указывает на нарушение сукцессионного ряда и свидетельствует как о сильных размывах, вплоть до уничтожения отдельных этапов бореального периода, так и о перерывах в осадконакоплении. Подобные процессы имели место во многих озерах республики (Снуды, Лочинское, Ореховское, Дривяты, Долгое, Новято, Богдановское и др.). Поэтому, отсутствие анализа сукцессии растительного покрова при интерпретации пыльцевых диаграмм часто приводит к ошибочным представлениям о развитии палеогеографических обстановок послеледниковья.

При выделении осадков атлантического периода по пыльцевым данным основным показателем служит подъем рациональных кривых широколиственных пород и ольхи, падение значений сосны и березы. Обычно, начало накопления этих осадков датируют 8000 л. н., но как было сказано выше, прохладный и влажный этап в конце бореального периода на территории Беларуси охватывает интервал приблизительно от 7800 до 8400 л. н., поэтому границу между ВО и АТ периодами мы склонны проводить на уровне 7800 л. н.

Отложения оптимального периода голоцена делятся на нижне-, средне- и верхнеатлантические и характеризуются максимальным содержанием пыльцы *Q. m* (вяз, липа, дуб) — *Alnus*. Однако, к анализу кривой *Quercetum mixtum* нужно подходить весьма осторожно, т. к. фазы максимального содержания вяза, дуба, граба имеют различный временной диапазон, а липа как интразональная порода входила в состав различных широколиственных лесов атлантического периода. Высокое содержание пыльцы ольхи (среднее 20—30, max. 50 %) тяготеет к интервалу 7000—5500 л. н., но следует помнить, что эта порода в большей мере отражает локальные условия.

Для отложений начальной фазы атлантического периода (АТ-1; 7800—6600 л. н.) свойственно максимальное содержание пыльцы *Ulmus* (до 20 %), а в ряде разрезов и *Tilia* (до 15 %). Осадки с представленными спектрами датированы в разрезах Здитово (подъем рациональной кривой вяза и липы) 7020±70 л. н (Tln-588) (Зерницкая, 1991); Кобузи (максимум вяза) — 7650±90 л. н. (Tln-1364); Чернихово (максимум вяза и липы) — моложе 7770±230 л. н. (Vs-367); Новоселки (максимум вяза) — между датами 7010±70 и 7850±80 л. н. (Tln-582, 584). В спектрах отмечается постоянное присутствие *Fraxinus*, в осадках на юге республики фиксируются первые единичные зерна граба и бука (см. рис. 7.27), причем наличие последнего связано скорее всего с ветровым заносом. На территории Польши появление граба у границ с Беларусью отмечается на уровне 7000 л. н., а бука — лишь на современном этапе.

Пыльцевые спектры отложений среднего атлантика (АТ-2, 6600—6000 л. н.) характеризуются увеличением содержания ели (5—10 %), березы, незначительным уменьшением суммы широколиственных пород и началом прогрессирующего падения *Ulmus*. В целом пыльца этого этапа соответствует зоне *Q. m* — (*Picea*) — *Alnus* (см. рис. 7.28). В южных разрезах этой фазе соответствует лишь уменьшение роли термофильных пород. Так, в разрезе Ганцевичи (Зерницкая, 1991) падение количества вяза и увеличение сосны лежит на уровне 6120±20 л. н. (Ки-2818а), а в осадках болота Кобузи и оз. Долгое (скв. 2—3) падение вяза фиксируется соответственно датами 6050±60 (Tln-1365) и 6509±270 л. н. (IGSB-27). На этом этапе отмечается первое появление пыльцы граба в разрезах, расположенных в центральной части Беларуси.

Отложения завершающего этапа атлантического периода (АТ-3, 6000—5000 л. н.) накапливались во время климатического оптимума голоцена. Для спорово-пыльцевых спектров этого уровня свойственно высокое содержание суммы *Q. m.* (до 30 %), среди которых доминирует *Quercus*, изредка *Ulmus*, что в целом соответствует зоне *Q. m* — *Alnus* — *Corylus* (см. рис. 7.24, 7.26—7.29). При этом лещина на диаграммах образует второй послеледниковый максимум (среднее 10, max до 20 %) на рубеже AT/SB (4960±70 л. н., оз. Судобле). В отложениях на территории северной Беларуси в спектрах АТ-3 отмечаются зерна клена и появляется пыльца граба, ясеня, увеличивается содержание ели. В осадках озер Песчаное, Споровское, Селяхи выявлены единичные зерна культурных злаков (*Cerealia*), в том

числе и *Triticum type*. Общим для состава травянистых спектров всего атлантического периода является снижение роли ксерофитных представителей, увеличение доли лугового разнотравья, среди которых повышается содержание ацидофилов, возрастают значения водных и болотных представителей (*Nymphaea alba L., Salvinia natans (L.) All., Trapa natans L., Typha, Potamogetonaceae, Myriophyllum, Sparganiaceae, Hydrocharitaceae, Cyperaceae* и т.п.). В осадках также встречаются остатки европейской лесной и водной полевок, а из энтомофауны — обитатели лесной полосы (*Curculia (s. st.) sp., Acalles sp., Agathidium sp., Sinodendron cylindricus L., Plagiodera versicolora Laich.* и др.).

Наиболее достоверным показателем начала суббореального периода является увеличение количества пыльцы ели (до 40 %), падение вяза, липы и начало рациональной кривой либо эмпирического уровня граба, появление бука. Следует отметить, что на протяжении суббореального периода коренных изменений ареала распространения дуба не отмечается, поэтому проведение границы AT/SB по кривой суммы *Q. m* не всегда достоверно. Дуб и на современном этапе является основным эдификатором широколиственных лесов и содоминантом в *Quercus-Piceetum* фитоценозах.

Осадки суббореального периода по пыльцевым данным подразделяются на три этапа. Спектры из слоев, относящихся к нижнему суббореалу (SB-1; 5000—4200 л. н.), характеризуются увеличением пыльцы ели (20—40 %), что четко выражено на диаграммах разрезов Нарочь, Дитва, Долгое, Лочинское, Грецкое, Освея, Святое, Свитязь, Колдычевское, Жиринское, Новято, Ричи и др., сокращением содержания термофильных пород (вяза, липы) и часто ольхи (см. рис. 7.28). Уменьшение значений микрофоссилий дуба не всегда показательно (см. рис. 7.24, 7.27). В этих отложениях также фиксируется единичное присутствие пыльцы пихты, увеличение содержания граба (0,5—2 %) и довольно часто встречается пыльца бука. Начало рациональной кривой *Carpinus* приурочено к возрасту около 4900 л. н. (разрез Судобле), а в осадках северных разрезов этому возрасту соответствует эмпирический уровень граба (Глубелька, Бобрица, Езерище, Ситно, Межно, Нарочь, Долгое, Жеринское, Освея-1, 2, Оболь, Заборовский Мох и др.). В Литве слои с постоянным присутствием пыльцы *Carpinus* лежат выше даты 5360 л. н. (Кабайлене, 1986), примерно такой же возраст (4700 л. н.) имеют осадки с пыльцой ели и граба в верховьях Зап. Двины (Микляев и др., 1984).

На юге республики спектры раннего суббореала отличаются более низкими показателями содержания ели (до 5 %), более высокими значениями сосны и березы и датированы возрастом 4120±100 л. н. (Vs-425) в осадках болота Верхи (Зерницкая, 1986_1, 1991). В целом пыльца раннесуббореального этапа соответствует зоне *Picea*, либо *Picea — Quercus*, а на юге республики — зоне *Pinus — Quercus — Carpinus* (см. рис. 7.23, 7.26 и 7.27). В пыльцевых спектрах отмечается постепенное увеличение наземной травянистой растительности (*NAP*), среди которой возрастает роль сообществ влажного лугового разнотравья и синантропных представителей, фиксируется увеличение культурных злаков (*Cerealia*) — разрезы Песчаное, Споровское, Долгое, Селяхи, Кривина, Орехи, Чернихово, Новоселки. В группе *Cerealia* выявлены зерна *Triticum, Avena, Hordeum* (Зерницкая, 1998; Simakova, 1998).

Отложения средней части суббореала (SB-2; 3200—4200 л. н.) датированы в разрезах Освея 3411±297 л. н. (IGSB-27), Огородники — 3530±100 (Миг-44) и 3820±100 л. н. (Tln-163). В этих отложениях отмечается сокращение количества пыльцы ели (10—20 %), но увеличивается содержание зерен сосны, дуба, граба, максимум последнего в северных разрезах достигает 5, в южных 10 %, что соответствует фазе *Pinus — Picea — Quercus — Carpinus* (см. рис. 7.23—7.27).

В слоях, относящихся к завершающему этапу суббореала (SB-3; 2700—3200 л. н.), отмечается новое возрастание содержания ели (20—30 % — для северных районов, 5—10 % — для южных), сосны и березы, изредка присутствие зерен пихты, уменьшение доли термофильных пород. Весь пыльцевой спектр этого этапа характеризуется как зона *Picea — Pinus — (Betula)* (см. рис. 7.24, 7.26). Начало увеличения *Picea* датировано 3090±110 л. н. (Vs-368; разрез Чернихово) и 3190±86 л. н. (Vs-426; разрез Верхи).

Граница между суббореальным и субатлантическим периодами проводится по началу сокращения содержания ели и увеличению дуба, граба, часто ольхи. В большинстве исследованных разрезов спектры SB-3 и SA-1 (см. рис. 7.23, 7.27, 7.28) могут быть совмещены и в таком случае суббореальный период делится на два этапа, а второй максимум ели будет соответствовать началу субатлантического периода (приблизительно от 2000 до 3200 л. н.).

Для спорово-пыльцевых спектров начального этапа субатлантического периода (SA-1; 2000—2700 л. н.) характерны перечисленные выше признаки перехода от SB к SA. Эти отложения в разрезе Огородники имеют возраст 2720±90 л. н. (МиГ-43) (Вознячук, Вальчик, 1978; Зименков, 1987), а в отложениях оз. Судобле падение второго позднеголоценового пика *Picea* лежит на уровне 2600 л. н. Пыльцевой спектр этого этапа принадлежит зоне *Pinus — Picea — Quercus* (см. рис. 7.26). Отмечается незначительное увеличение пыльцы вяза, граба, иногда присутствие бука (единичные зерна), повышение роли болотной растительности (*Sphagnum*). В разрезах Долгое, Освея, Церковное, Орехи, Кривина, Песчаное выявлены угольные частицы, увеличение количества поврежденной пыльцы и особенно спор *Polypodiacea*, присутствие зерен *Pteridium*, умень-

шается концентрация пыльцы древесных пород и возрастает содержание травянистых представителей. В составе группы *Cerealia* регистрируются зерна *Secale* (см. рис. 7.27). В разрезах обнаружены также пыльцевые индикаторы лесных пастбищ и разреженных лесов (*Juniperus*, *Calluna*, *Pteridium*, *Melampyrum*, *Fragaria*, *Ribes nigrum L.*, *Rosaceae*, *Sambucus nigra L.*).

В пыльцевых спектрах средней части субатлантического периода (SA-2; 2000—1000 л. н), отвечающих на диаграммах зоне *Pinus* — *Betula* — (*Pic.*) — *Q. m* (*Quer.-Carp.*) — *NAP* (см. рис. 7.24, 7.26, 7.28), сокращается долевое участие пыльцы ели (до 10—15 % в северных и северо-восточный районах страны, до 1—5 в центральных районах и до 0,1—1 % в Полесском регионе), выявлено увеличение микрофоссилий сосны, березы (до 20—30 %), лещины (среднее 5 % — третий голоценовый максимум этой породы). В интервале 1600—1000 л. н. возрастает до 5—10 % сумма широколиственных пород (дуб, граб, липа) и до 20 % трав. Кроме того, в отложениях регистрируются *Plantago lanceolata L.*, увеличение *Rumex acetosa / acetosella L.*, *Taraxacum*, *Centaurea cyanus L.*, *Fallopia convolvulus (L.) A. Löve*, *Calluna*, *Triticum*, *Secale* (разрезы Освея, Церковное, Долгое, Орехи, Песчаное, Споровское, Новято, Богдановское и др.), возрастает общее содержание синантропной растительности. В осадках разреза Огородники описанный интервал датирован датой 1680±85 л. н. (МиГ-42), в пойменном аллювии р. Неман (разрез Нов. Свержень) подобные спектры лежат выше слоев, имеющих возраст 1820±80 л. н. (МиГ-23).

Отложения завершающего этапа субатлантического периода (SA-3, последнее 1000-летие) в разрезах Кобузи и Гожа датированы 730±60 (Tln-1369) и 775±60 (Tln-155) л. н. По спорово-пыльцевым данным эти отложения делятся на две части. Нижняя накапливалась во временном интервале от 1000 до 500 л. н. Для нее характерно новое увеличение количества пыльцы ели (см. рис. 7.23, 7.28) в палиноспектрах (третий максимум). В осадках северных разрезов содержание зерен *Picea* повышается до 20 % (Оболь, Освея, Сервечь, Долгое, Церковное, Орехи, Грецкое, Езерище, Ричи, Богдановское и др.), в южных районах — до 1—5 % (разрезы Огородники, Песчаное, Новоселки, Чернихово, Верхи, Бобровичское и др.). Исчезают единичные зерна бука, уменьшается количество зерен граба, березы, отмечается увеличение ольхи. Пыльцевые спектры из этих отложений выделяются на диаграммах как зона *Picea* — *Pinus* — (*Betula*) — *NAP*. Палиноспектры отложений оз. Долгое (см. рис. 7.23) фиксируют уменьшение количества индикаторов пастбищных земель, однако сохраняется прежнее содержание пыльцевых свидетелей пашенного земледелия и увеличивается значение синантропной растительности, в основном, за счет полыни, что косвенно указывает на возрастание численности населения и появление крупных поселений. В отложениях последнего этапа субатлантики (SA-3б), которому на пыльцевых диаграммах отвечает зона *Pinus* — *Betula* — *NAP* (см. рис. 7.24, 7.27, 7.28), отмечается падение содержания пыльцы ели, возрастает роль сосны и березы. В большинстве разрезов севера и северо-востока республики из спектров выпадает пыльца граба, общая сумма термофильных пород (дуб, липа) не превышает 10 %. В осадках отмечается возрастание содержания пыльцы травянистой растительности, в составе которой повышаются значения сообществ открытых и заболоченных лесов, влажных лугов (*Filipendula ulmaria (L.) Maxim.*, *Lysimachia*, *Rubiaceae*, *Ranunculus*, *Thalictrum*, *Epilobium palustre L.*, *Mentha longifolia (L.) L.*, *Polygonum bistorta L.*, *Valeriana* и др.), лесных пастбищ (*Juniperus*, *Calluna*, *Pteridium*, *Melampyrum*), пастбищных земель (*Rumex acetosa / acetosella L.*, *Plantago lanceolata L.*, *Polygonum aviculare L.*, *Cihoriaceae*, *Taraxacum*, *Asteraseae*), рудеральных сообществ (*Artemisia*, *Chenopodiaceae*, *Sedum*, *Silenaceae*, *Connabis*, *Urtica dioica L.*, *Scleranthus* и др.), культивируемых злаков и сопутствующих сегетальных сорняков (*Cerealia*, *Centaurea cyanus L.*, *Polygonum persicaria L.*, *Fallopia convolvulus (L.) A. Löve*, *Fagopyrum*, *Brassicaceae* и др.). В отложениях субатлантического возраста менее разнообразной становится фауна остракод, среди которых встречаются умеренно холодолюбивые и холодолюбивые представители (*Cypridopsis aff. sbruchensis*, *Cyclocyprus aff. ovum*, *Candona renaria Zubowicz*). Среди млекопитающих характерны лесные и полизональные формы (Калиновский, 1983).

Глава 8

МАГМАТИЗМ И МЕТАМОРФИЗМ

МАГМАТИЗМ РАННЕГО ДОКЕМБРИЯ

Вопросы изучения магматизма привлекали внимание исследователей с самого начала изучения докембрия Беларуси. В той или иной степени они затрагиваются практически всеми научными и производственными организациями страны при проведении любых работ, связанных с изучением кристаллического фундамента, хотя тематические работы, непосредственно рассматривающие петрологию магматических пород докембрия, встречаются довольно редко. В частности, к ним относятся: работа, посвященная формационному анализу магматических пород докембрия и составлению первой карты магматических формаций региона (подготовленная в 1971 г. коллективом под руководством А.М. Папа); работа по петрологии и металлогении метабазитов (выполнена в 1974 г. С.Л. Шварковым и В.А. Дзыгарь); исследование формационной принадлежности и геодинамических условий формирования магматических пород (выполненное в 1995 г. коллективом под руководством И.В. Найденкова) и др. Вопросам магматизма докембрия посвящены: законченное в 1980 г. исследование эволюции магматизма и метаморфизма в раннем докембрии Беларуси (А.М. Пап и др.); работа 1983 г. по геолого-петрологическому изучению железорудных формаций и магматических пород (Н.А. Корнилов и др.); исследование 1985 г. генетической природы эндогенных комплексов докембрия Беларуси (А.М. Пап и др.); выполненная в 1988 г. работа по составлению комплекта карт фундамента Беларуси, включая карту магматических и метаморфических формаций фундамента западной части Беларуси (И.В. Найденков и др.), и др. Имеется также значительное количество опубликованных работ, целиком или частично ориентированных на изучение магматизма раннего докембрия Беларуси. Так, например, геология, вещественный состав и генезис гранитоидов охарактеризованы в монографиях и статьях А.А. Архиповой, И.П. Бордон, Ю.С. Булкина, Е.М. Махлина, А.М. Папа, А.И. Стасевича, А.Б. Черняховского и др.; рудоносность гранитоидов рассматривалась в работах М.И. Автушко, И.П. Бордон, Ю.С. Булкина, Е.М. Шеремета и др.; сведения о вещественном составе и рудоносности габброидов и других магматических пород основного состава приведены в работах Н.В. Аксаментовой, В.А. Вахрушева, Д.А. Доминиковской, А.М. Дымкина, А.С. Махнача, И.В. Найденкова, В.Е. Островского*, А.М. Папа, А.Б. Черняховского, Л.Л. Шатрубова и др.; ультраосновные породы изучались П.Б. Ганжой, Д.А. Доминиковской, В.Ф. Красовским, А.С. Махначом, А.М. Папом, А.Б. Черняховским и др.; различные аспекты изучения магматизма докембрия рассмотрены в работах А.А. Архиповой, В.Ф. Красовского, И.В. Найденкова, А.М. Папа (геология, вещественный состав, расчленение); Н.В. Аксаментовой, А.А. Архиповой, Г.Г. Доминиковского, И.В. Найденкова (петрохимия и геохимия); Н.В. Аксаментовой, И.В. Найденкова, А.М. Папа (формационный анализ); Н.В. Аксаментовой, Г.Г. Доминиковского, Д.А. Доминиковской, И.В. Найденкова, А.М. Папа (петрология, эволюция). Важным итогом изучения магматизма раннего докембрия Беларуси является схема стратиграфического расчленения раннедокембрийских образований, в которую помещены магматические и ультраметаморфические комплексы (Решения ..., 1983), а также изданная карта кристаллического фундамента Беларуси в масштабе 1 : 1 000 000 с объяснительной запиской (Аксаментова, Найденков, 1992).

Тем не менее, для Беларуси до сих пор недостаточно разработаны многие направления изучения магматизма раннего докембрия. Практически не рассматривались вопросы физико-химической петрологии магматических пород, мало известны термодинамические и тектонические условия выплавления исходных магм, а также характер их последующей дифференциации и кристаллизации, с низкой степенью достоверности установлена первичная природа метаморфических пород орторяда, не всегда достаточно обоснованно выделены комплексы магматических пород, весьма при-

---

* В.Е. Островский рассматривал породы кореличского комплекса как метаморфические образования (кристаллические сланцы) (Островский, 1991).

и положение в общем разрезе земной коры региона, недостаточно рассматривались вопросы приуроченности магматических пород к тем или иным геодинамическим обстановкам, слабо изучены геохимическая и металлогеническая специализация магматических пород и их формационная принадлежность. К настоящему времени известны лишь немногочисленные опубликованные работы, посвященные этому вопросу (Пап, 1972, 1991; Аксаментова и др., 1986); можно отметить также тематические исследования А.М. Папа и др. (1971 г.), И.В. Найденкова и др. (1988 г.), Ю.А. Деревянкина и др. (1991 г.).

МАГМАТИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ БЕЛОРУССКО-ПРИБАЛТИЙСКОГО ГРАНУЛИТОВОГО ПОЯСА И ЦЕНТРАЛЬНО-БЕЛОРУССКОЙ (СМОЛЕВИЧСКО-ДРОГИЧИНСКОЙ ШОВНОЙ) ЗОНЫ

Архей

Березовский комплекс

Выделен в 1967 г. П.Б. Ганжой и др. (Ганжа, Менякин, 1968) на Лидском съемочном листе в центральной части Белорусско-Прибалтийского гранулитового пояса, рассматривался как комплекс сложного состава, содержащий породы от габбро до гранодиоритов и гранитов (позднее эти породы были включены преимущественно в эндербит-чарнокитовый комплекс), относился к среднему протерозою. Считалось, что метагабброиды в составе комплекса были представлены широко развитыми на территории листа амфибол-двупироксеновыми породами, позднее рассматривавшимися как кристаллические сланцы заборской толщи раннеархейской щучинской серии. В 1974 г. (Железорудные ..., 1974) в составе комплекса, отнесенного к архею, были оставлены только метагаббро и метаультрабазиты, встречающиеся среди образований гранулитового комплекса, от которых они не всегда достаточно надежно отличаются. В соответствии с утвержденной стратиграфической схемой раннего докембрия Беларуси (Решения ..., 1983), к комплексу относятся метагаббро, метагаббро-нориты, а также тальк-флогопитовые породы, являющиеся, по-видимому, измененными ультрабазитами. Эти породы вскрыты скважинами Щ 5, Щ 35, Щ 37, Сл 3, Л I (Морино), Л П (Зубковичи) и др. По мнению А.М. Папа (1977), к комплексу, рассматриваемому как перидотит-габбро-норитовая формация, следует также относить эпидозиты, кордиеритсодержащие породы и скарноиды сложного минерального состава (скарнированные перидотиты ?) из скважин Щ 48 и Шн 5. В последнее время некоторые авторы (Таран, 1995_2) предлагают вернуться к представлениям 60-х годов, т. е. включить в комплекс кристаллические сланцы территории Лидского листа, рассматриваемые как метагабброиды. Очевидно, неоднозначное определение петрографического состава комплекса, включение в него пород самой различной основности и различного генезиса (от чарнокитоидов и скарноидов до кристаллических сланцев и тальк-флогопитовых пород) свидетельствует о необходимости его дальнейшего изучения; пока же состав комплекса, очевидно, следует трактовать в соответствии со стратиграфической схемой раннего докембрия Беларуси (Решения ..., 1983).

Голеновский комплекс

Первоначально к голеновскому комплексу, выделенному в 1970 г. (Доминиковский, 1970), относились биотитовые и амфиболовые микроклин-плагиоклазовые аплитовидные и пегматоидные граниты, развитые среди пород чарнокитовой и гранодиоритовой формаций. В 1974 г. Н.В. Аксаментовой и др. в его состав были включены мелкозернистые биотитовые и амфиболовые ортоклазовые и микроклиновые гнейсограниты и аплитовидные граниты, прорывающие образования средней толщи щучинской серии (сейчас — заборской толщи этой серии). В 1980 г. из состава комплекса были исключены микроклиновые разности гранитоидов (материалы А.М. Папа и др.). В региональной стратиграфической схеме архея и нижнего протерозоя 1981 г. (Решения ..., 1983) к комплексу были отнесены также все породы эндербит-чарнокитового ряда, до этого уже выделявшиеся в качестве самостоятельного комплекса ультраметаморфических образований (Аксаментова, Найденков, Архипова, 1980), а также специфические гранитоиды, позднее обособленные в составе осмоловского комплекса (Архипова, 1984).

В настоящее время в состав голеновского комплекса нами включены преимущественно мелкозернистые, реже средне- и крупнозернистые ортоклазовые (иногда с антипертитовым плагиоклазом, местами — с наложенным микроклином) лейкократовые (с небольшим количеством красно-бурого биотита, иногда амфибол- и гиперстенсодержащие) аплитовидные или пегматоидные граниты и гнейсограниты, а также плагиограниты, интрузивные эндербитоиды и чарнокитоиды гранитного состава; породы комплекса нередко рассланцованы с образованием гетерогранобластовых структур с характерными ленточными выделениями кварца. В виде небольших субсогласных линзовидных тел, жил и прожилков, реже небольших вытянутых массивов, гранитоиды голеновского комплекса гранитизируют и прорывают породы заборской толщи щучинской серии в пределах Белорусско-Прибалтийского гранулитового пояса. С гранитоидами комплекса обычно тесно ассоциируют весьма близкие к ним по внешнему облику, текстурам и минеральному составу образования эндербит-чарнокитового ряда, относимые нами к самостоятельному

ультраметаморфическому комплексу. Контакты гранитоидов с вмещающими породами обычно нечеткие, с постепенными переходами; гранитоиды нередко содержат более или менее переработанные включения вмещающих пород. Породы комплекса рассматриваются как продукты метасоматической переработки в условиях гранулитовой фации, доходившей вплоть до анатектического переплавления, образований щучинской серии и эндербит-чарнокитового комплекса. Возраст гранитоидов комплекса оценивается как раннеархейский на основании тесной пространственной и, очевидно, генетической связи с породами щучинской серии, предположительно относимой к раннему архею. Для них известна оценка радиологического возраста в 2,6 млрд лет, полученная кинетическим Pb-Pb методом.

Ортоклазовые лейкограниты голеновского комплекса, относящиеся к формации метасоматических автохтонных чарнокитоидов, характеризуются несколько повышенной щелочностью (K_a = 0,87) и железистостью (f = 83), невысокой глиноземистостью (al′ = 3,63) и титанистостью (t′ = 12,4). Содержания петрогенных и микроэлементов в лейкогранитах (табл. 8.1, 8.2; рис. 8.1) близки к кларкам для кислых пород фундамента Беларуси (Архипова, Найденков, 1997), отличаясь от них несколько пониженными содержаниями Mg, Fe^{3+}, Zn, Mo, редких щелочноземельных и большинства литофильных (кроме Zr) элементов. Биотиты лейкогранитов характеризуются высокой магнезиальностью (f = 45,1) и низкой глиноземистостью ($K_{al'}$= 18,1). По петрогеохимическим параметрам породы голеновского комплекса сопоставимы с ультраметаморфическими гранитами (Таусон, 1977), от которых отличаются несколько более низким содержанием Ba и более высоким — микроэлементов группы железа (V, Cr, Ni, Co). В них невелико значение характеристики al′(1,09); для ассоциации акцессорных минералов комплекса характерен монацит (до 0,026 %); среди рудных минералов преобладает магнетит (0,65) при резко подчиненной роли ильменита (0,02 %). Таким образом, рассматриваемые гранитоиды обладают признаками коровых гранитоидов (S-тип) с подчиненным значением характеристик I-го типа. Вероятно, это объясняется происхождением лейкогранитов в результате частичного плавления пород чарнокит-эндербитового ряда и унаследованием некоторых их особенностей. На классификационных диаграммах Дж. Пирса (Pearce et al., 1984) лейкограниты комплекса располага-

Таблица 8.1

Средний химический состав (вес. %) пород комплексов: эндербит-чарнокитового, голеновского, осмоловского и интрузивных чарнокитоидов

Окислы, параметры	Группы пород						
	1	2	3	4	5	6	7
SiO_2	64,00	61,29	69,72	73,87	61,13	71,40	53,89
TiO_2	0,91	1,26	0,59	0,34	1,27	0,59	1,92
Al_2O_3	14,32	14,55	12,78	12,00	13,81	12,02	15,55
Fe_2O_3	2,70	3,09	1,82	1,21	5,25	2,67	3,71
FeO	4,50	5,06	2,98	1,54	3,31	1,87	7,52
MnO	0,07	0,11	0,04	0,04	0,10	0,05	0,17
MgO	2,41	1,38	1,04	0,56	2,21	1,06	2,36
CaO	5,20	4,97	2,55	1,30	3,91	2,39	7,24
Na_2O	3,54	3,24	3,04	2,58	2,78	2,14	2,97
K_2O	0,84	2,75	4,26	5,75	4,40	4,24	2,29
P_2O_5	0,23	0,44	0,23	0,17	0,46	0,24	1,12
П. п. п.	0,76	0,90	0,64	0,52	1,14	0,95	0,98
$F_{общ}$	75	81	82	83	80	83	83
al′	1,49	1,53	2,19	3,63	1,28	2,15	1,14
K_a	0,47	0,57	0,75	0,87	0,68	0,67	0,47
t′	12,6	15,4	12,3	12,4	14,8	13,0	17,1
A′	1,57	1,38	1,19	1,09	1,24	1,31	1,46
Число проб	26	32	39	31	41	47	11

Примечание. 1—3 — породы эндербит-чарнокитового комплекса: Na (1), K-Na (2) и K (3) серий; 4 — лейкограниты голеновского комплекса; 5—6 — породы осмоловского комплекса: субщелочные кварцевые монцодиориты (5) и граниты (6); 7 — монцоэндербиты комплекса интрузивных чарнокитоидов.

$F_{общ}$ = (Fe_2O_3+FeO+MnO)/(Fe_2O_3+FeO+MnO+MgO), вес. %;

al′ = Al_2O_3/(Na_2O+K_2O), вес. %;

K_a = (Na+K)/Al, ат. кол.;

t′ = (TiO_2x100)/(Fe_2O_3+FeO), вес. %.

A′ = Al/(K+Na+0,5Ca), ат. кол.

Таблица 8.2

Средние содержания элементов-примесей (г/т) в породах комплексов: эндербит-чарнокитового, голеновского, осмоловского и интрузивных чарнокитоидов

Элементы, отношения	Группы пород						
	1	2	3	4	5	6	7
V	65	79	42	34	85	55	110
Cr	26	26	25	20	19	15	7,8
Ni	20	18	16	14	17	13	9,3
Co	17	18	12	7,3	15	10	24
Sc	21	24	15	7,3	18	12	47
Cu	54	42	42	31	37	22	35
Pb	30	29	21	27	20	21	27
Zn	83	86	56	25	72	55	120
Mo	1,1	1,3	1,2	1,0	1,3	1,0	1,8
Sn	3,1	3,9	3,7	3,5	5,0	3,5	3,0
Ga	23	26	22	23	22	17	33
Sr	320	390	305	270	360	470	680
Ba	920	1360	1490	1500	1500	3200	1300
Be	1,7	2,2	1,5	1,4	2,6	1,8	2,2
Zr	380	440	290	240	430	500	890
Nb	17	21	20	13	19	16	21
Y	38	38	56	28	59	39	44
Yb	3,9	4,2	6,3	3,5	5,8	3,6	2,9
La	58	65	57	65	120	120	87
Li			8,4 (1)	12 (4)	11 (34)	13 (22)	17 (8)
Rb	15 (4)	51 (1)	137 (5)	176 (6)	120 (2)	98 (15)	59 (12)
K/Rb	465	448	258	271	308	359	320
Ba/Rb	61	27	11	8,5	12,5	33	22
Rb/Sr	0,05	0,13	0,45	0,65	0,33	0,21	0,09
Ba/Sr	2,88	3,49	4,89	5,56	4,17	6,81	1,91
Число проб	58	43	93	63	54	71	11

Примечание. Цифры в скобках — число проб, отличающееся от общего количества проб в выборке; пустая графа — элемент не определялся; названия групп пород см. в примечании к табл. 8.1; содержания элементов-примесей даны по результатам приближенно-количественного спектрального анализа (ЦЛ ПО "Центрказгеология", г.Караганда).

ются в поле островодужных образований (где совмещены магматические породы собственно островных дуг и активных континентальных окраин), в поле коллизионных гранитов или в области перекрытия этих двух полей (рис. 8.2). Наиболее вероятным представляется их образование в обстановке коллизионного магматизма в связи с раскислением протокоры базитового состава при формировании гранулит-базитового слоя в раннем или позднем архее.

Осмоловский комплекс

Выделен в западной части Беларуси в пределах Белорусско-Прибалтийского гранулитового пояса (Архипова, 1984), где представлен гранодиоритами, тоналитами, крупнозернистыми плагиоклаз-ортоклазовыми биотитовыми и амфибол-биотитовыми (иногда гиперстенсодержащими) гранитами. Гранитоиды слагают крупные массивы, вытянутые согласно с простиранием чешуйчато-надвиговых структур пояса. Контакты гранитоидов комплекса с вмещающими метаморфическими образованиями четкие, резкие. Иногда в эндоконтактовых зонах массивов встречаются ксенолиты частично переработанных основных гранулитов щучинской серии. В разделяющих гранулитовые чешуи зонах бластомилонитизации гранитоиды интенсивно переработаны и обычно превращены в тонкополосчатые порфиробластовые гнейсоподобные породы.

Породы комплекса обладают выдержанным минеральным составом и отчетливыми магматическими структурами (реликтовые гипидиоморфно-зернистые и порфировидные структуры). Для химического состава пород комплекса характерно сочетание пониженной глиноземистости и повышенной основности.

Кварцевые монцодиориты и субщелочные граниты осмоловского комплекса, относящиеся к формации магматических или аллохтонных чарнокитоидов позднего архея — начала раннего протерозоя (2,4 млрд лет по данным Pb-Pb кинетического метода), выделяются среди близких по химическому составу гранитоидов региона (см. табл. 8.1) несколько повышенной железистостью (f = 80—83), более низкой глиноземистостью (al′ = 1,28—2,15) и щелочностью (K_a = 0,67—0,68), нередко повышенными содержаниями Ti, P, Ca, Sc, щелочноземельных и многих редких литофильных элементов и пониженными — Na, Li, нередко некоторых сиде-

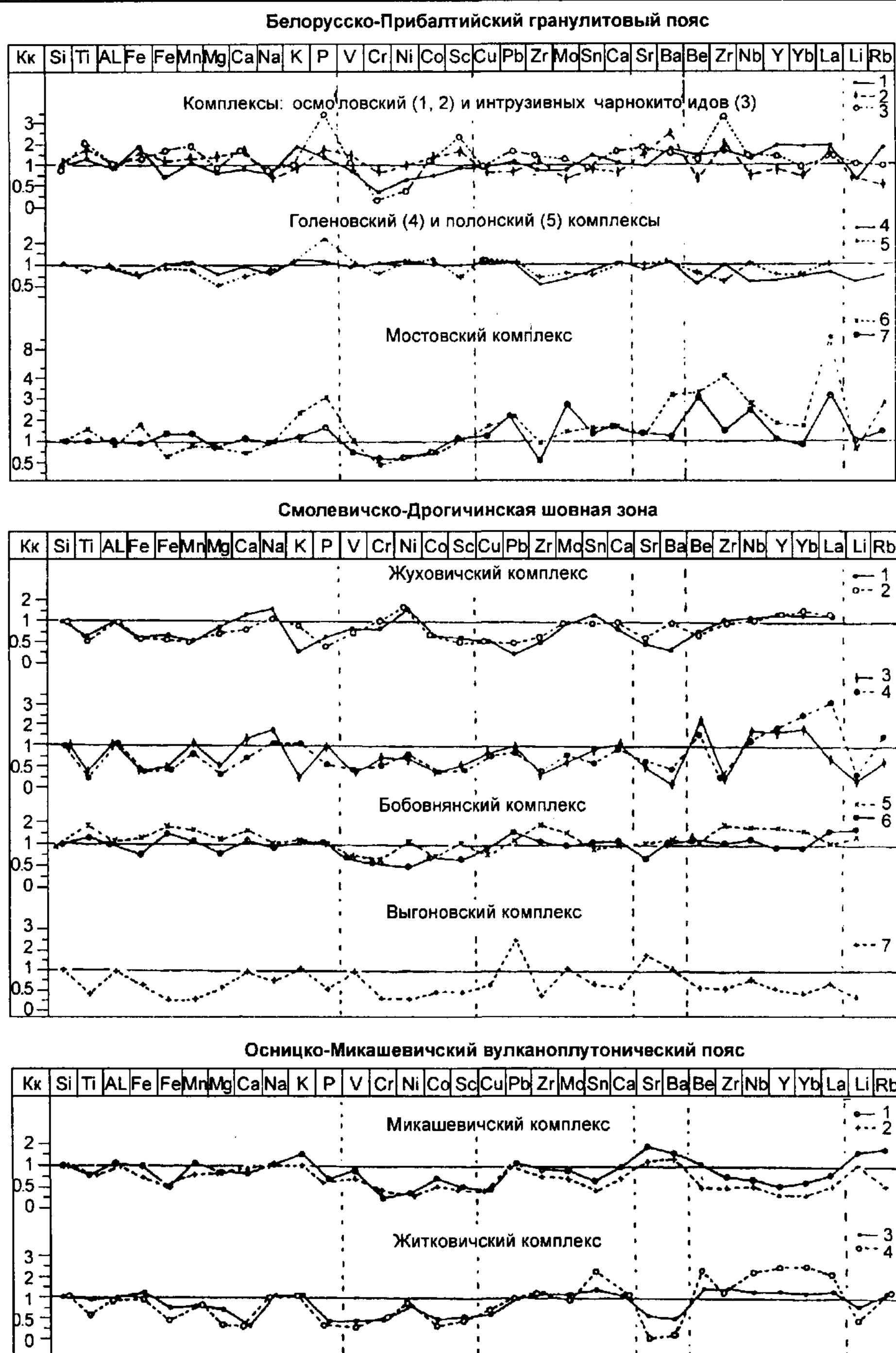


Рис. 8.1. Геохимическая специализация гранитоидов кристаллического фундамента Беларуси (в кларках концентрации).

Белорусско-Прибалтийский гранулитовый пояс: 1—2 — осмоловский комплекс, кварцевые монцодиориты (1) и граниты (2); 3 — комплекс интрузивных чарнокитоидов, монцоэндербиты; 4 — голеновский комплекс, лейкограниты; 5 — полонский комплекс, мигматиты, гранитогнейсы, лейкограниты; 6—7 — мостовский комплекс, кварцевые монцониты (6) и граниты (7).

Смолевичско-Дрогичинская шовная зона: 1—4 — жуховичский комплекс, среднезернистые плагиограниты (1) и лейкограниты (2), пегматоидные плагиограниты (3) и лейкограниты (4); 5—6 — бобовнянский комплекс, кварцевые сиениты (5) и граниты (6); 7 — выгоновский комплекс, лейкограниты.

Осницко-Микашевичский вулканоплутонический пояс: 1—2 — микашевичский комплекс, кварцевые диориты (1) и граниты (2); 3—4 — житковичский комплекс, крупнозернистые субщелочные граниты (3) и средне- и мелкозернистые субщелочные лейкограниты (4).

Кк — коэффициенты концентрации петрогенных окислов и микроэлементов, рассчитанные как отношение среднефоновых содержаний элементов в гранитоидах к регионально-кларковым содержаниям (Архипова, Найденков, 1997) для пород кислого и среднего состава соответственно.

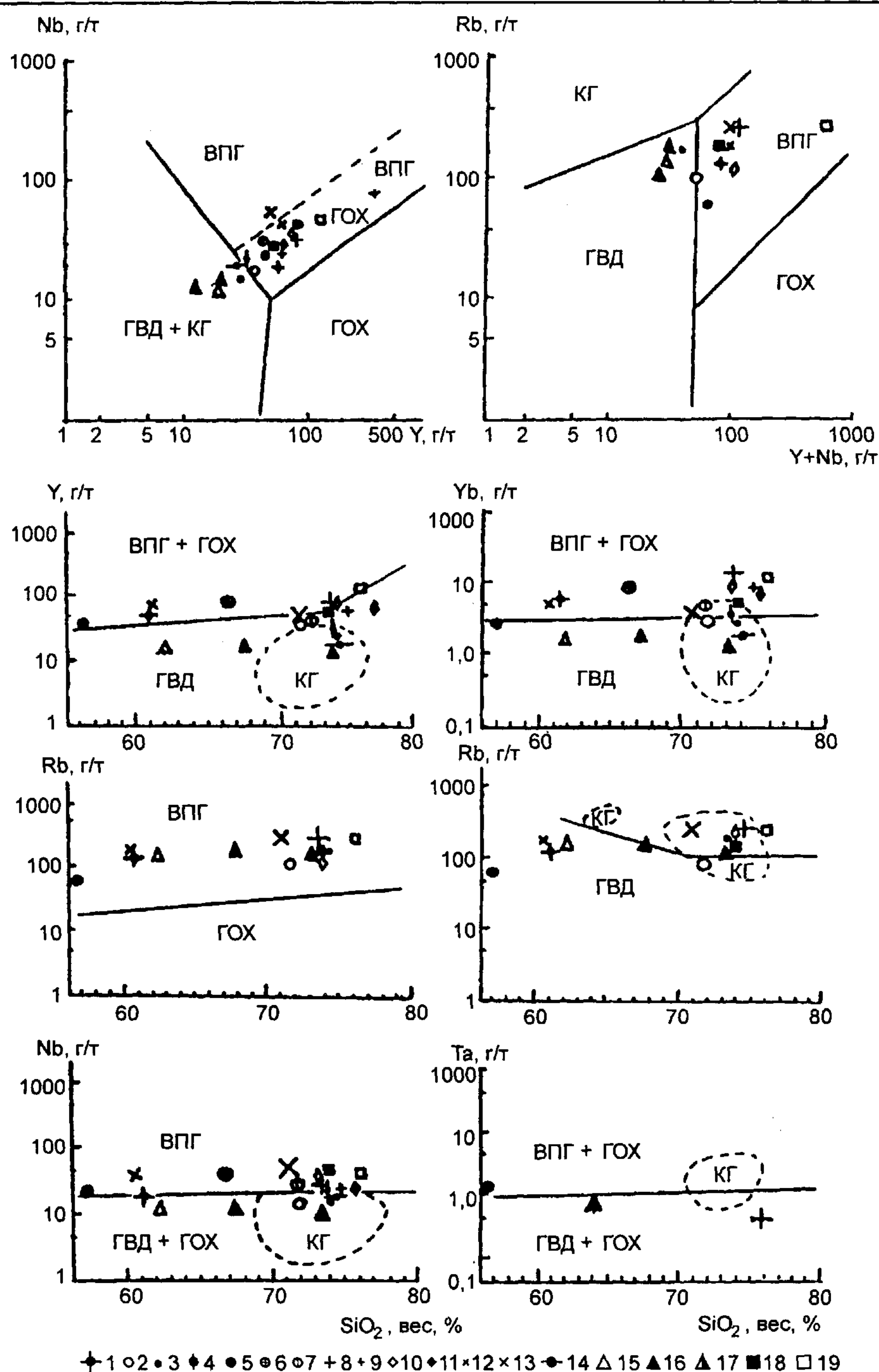


Рис. 8.2. Дискриминантные диаграммы Дж. Пирса (Геодинамические ..., 1989) для гранитоидов фундамента Беларуси.

Поля гранитоидов: ГОХ — океанических хребтов, ГВД — вулканических дуг, ВПГ — внутриплитных, КГ — коллизионных.

Фигуративные точки средних составов гранитоидов: 1—2 — кварцевые монцодиориты (1) и граниты (2) осмоловского комплекса; 3 — анатектические лейкограниты голеновского комплекса; 4 — гранитоиды полонского комплекса; 5 — монцоэндербиты коссовского комплекса; 6—7 — кварцевые сиениты (6) и граниты (7) бобовнянского комплекса; 8—11 — лейкограниты среднезернистые (8) и пегматоидные (9) и плагиограниты среднезернистые (10) и пегматоидные (11) жуховичского комплекса; 12, 13 — кварцевые монцониты (12) и граниты (13) мостовского комплекса; 14 — лейкограниты выгоновского комплекса; 15—17 — кварцевые диориты (15), гранодиориты (16) и граниты (17) микашевичского комплекса; 18—19 — крупнозернистые субщелочные граниты (18) и средне- и мелкозернистые субщелочные лейкограниты (19) житковичского комплекса.

рофильных элементов, Mg и Rb (см. табл. 8.2, рис. 8.1). Биотиты пород комплекса характеризуются низкой железистостью (f = 49,4—52,0) и глиноземистостью (коэффициент глиноземистости K_{Ar}= 19,4—19,5). По большинству петрогеохимических параметров, в частности, по преобладанию K над Na, по содержаниям Ba, Sr, Be, Zr, Nb, Zn, Pb, Sn и Cr, а также по значениям отношений K/Rb, Rb/Sr и Ba/Sr они близки к геохимическому типу гранитоидов латитового ряда (Геодинамические ..., 1989), от которых отличаются более низкими содержаниями Li, Rb, Mo и более высокими — элементов группы Fe (V, Co, Ni). По этим характеристикам они ближе к гранитоидам андезитового ряда. Из акцессорных минералов в них преобладает магнетит (2 %), содержится заметное количество сфена (0,1) и очень мало ильменита (0,06 %). По отмеченным выше особенностям рассматриваемые гранитоиды тяготеют к I-му типу. С другой стороны, высокое значение характеристики A´ (1,24—1,31) и довольно высокие содержания сравнительно идиоморфного калишпата могут указывать и на значительную роль в составе гранитоидов S-компоненты; очевидно, источник магм имел смешанную (мантийно-коровую) природу. На классификационных диаграммах (см. рис. 8.2) точки среднего состава гранитов комплекса располагаются на границе полей внутриплитных и островодужных гранитоидов (иногда в области перекрытия поля последних с полем коллизионных гранитоидов); точки составов кварцевых монцодиоритов находятся преимущественно в полях внутриплитных и, изредка, островодужных гранитоидов (или на их границе). В целом, относительно меланократовые существенно калишпатовые мантийно-коровые гранитоиды с близкой к внутриплитным образованиям геохимической специализацией являются, скорее всего, постколлизионными (Хаин, 1995), образовавшимися при проникновении выплавок из астеносферы и флюидов в кору при повышении степени ее проницаемости в связи со сменой режима сжатия на режим растяжения. С их становлением, очевидно, закончилось формирование гранулит-базитового слоя земной коры в пределах современного Белорусско-Прибалтийского гранулитового пояса.

Возраст комплекса принимается как архейский, хотя надежные изотопные датировки пород комплекса отсутствуют. Тем не менее, близость минеральных парагенезисов и тесная пространственная ассоциация с породами щучинской серии архея, эндербит-чарнокитового и голеновского комплексов, свидетельствующие об изофациальных условиях формирования, и ряд других признаков позволяют относить, с некоторой долей условности, породы осмоловского комплекса к архею.

Кореличский комплекс

Образования комплекса представлены породами основного состава, преимущественно метагаббро, метагаббро-норитами, апогаббровыми амфиболитами, а также редко встречающимися слабоамфиболизированными габброидами, метадиабазами и аподиабазовыми амфиболитами, сохранившимися в виде небольших реликтовых участков среди пород, полностью преобразованных процессами метаморфизма.

Породы комплекса слагают небольшие массивы, линзовидные и пластовые тела размером от 0,5 до 2—5, редко до 10 км, залегающие среди бластомилонитов по породам гранулитового комплекса в восточной части Белорусско-Прибалтийского гранулитового пояса. Наиболее детально изучены Новоселковский (скважины Ст 1, 4, 16, 18—20, 47, 49) и Долгиновский (скважины Ст 10, 31—41, 43—45, 3001—3004) массивы; единичными скважинами вскрываются также Южный, Кольчицкий, Щорсовский, Большекупиский и др. массивы.

Большинство пород комплекса интенсивно изменено процессами метаморфизма в условиях амфиболитовой фации, в связи с чем в крупно- и среднезернистых разностях весьма редко встречаются реликтовые габбровые структуры; в разрезах скважин, вскрывающих тела метагабброидов, наблюдаются преимущественно более или менее однородные апогаббровые амфиболиты. В наиболее мелкозернистых разностях пород (метадиабазах и аподиабазовых амфиболитах) иногда сохраняются реликтовые офитовые структуры, свидетельствующие о первичной магматической природе метабазитов. Характерная особенность кореличского комплекса — наличие в его составе высокожелезистых магнетитсодержащих разновидностей метагабброидов и тел ильменит-магнетитовых руд, установленных на Новоселковском месторождении и нескольких рудопроявлениях (Железорудные ..., 1974).

Геологическое положение метагабброидов кореличского комплекса среди бластомилонитов, для которых наиболее вероятен позднеархейский возраст, а также характер метаморфических и более поздних преобразований метагабброидов под воздействием процессов региональной гранитизации, свидетельствуют об их формировании в позднеархейское время.

Минеральный состав пород кореличского комплекса характеризуется значительной изменчивостью, в связи с чем по содержанию цветных и лейкократовых минералов и их соотношениям может быть выделен ряд петрографических разновидностей. При наличии в породах пироксенов и относительно слабом проявлении метаморфических преобразований выделяются амфиболизированные габбро, габбро-нориты и нориты; при более интенсивной амфиболизации устанавливаются метагаббро, метагаббро-нориты и метанориты. При полном замещении пироксенов роговой обманкой образуются биминеральные амфибол-плагиоклазовые породы, соответствующие по петрографическому составу обычным полевошпатовым амфиболитам, но сохраняющие

51. Зак. 5046

отдельные текстурные и структурные признаки, свидетельствующие об их интрузивной природе, что позволяет определять их как габбро-амфиболиты. В небольшом количестве встречаются также лейкократовые габбро-амфиболиты (металейкогаббро), горнблендиты и рудные разности метагабброидов. В состав комплекса включены также метадиабазы, дайки которых прорывают интрузивные породы комплекса, что свидетельствует об их несколько более позднем образовании по сравнению с габброидами; тем не менее, близость черт петро- и геохимии метадиабазов и метагабброидов все же позволяет рассматривать их в составе единого комплекса.

Метагабброиды кореличского комплекса — это серые или темно-серые, часто с зеленоватым оттенком породы массивной или пятнистой (атакситовой) текстуры, нередко подвергшиеся более позднему разгнейсованию. Структуры их меняются от аллотриоморфно-зернистой до гранобластовой; при частичной амфиболизации пироксенов наблюдаются структуры типа друзитовых.

Главные породообразующие минералы представлены основным плагиоклазом (андезин-лабрадор №№ 40—60), моноклинным пироксеном, относящимся к субкальциевым салит-авгитам ($f_{общ}$ = 30—32 %), и ромбическим пироксеном, диагностируемым как умеренно железистый ($f_{общ}$ = 35—44 %) гиперстен. В переменных количествах присутствует роговая обманка зеленого или желтовато-зеленого цвета ($f_{общ}$ = 43—67%), иногда с голубоватым оттенком (очевидно, приближающаяся к актинолиту). Акцессорные минералы представлены магнетитом, ильменитом, халькопиритом, пиритом, пирротином, сфеном, цирконом и гранатом; в отдельных разностях встречаются рутил, флюорит, шпинель и скаполит (последний иногда в значительных количествах). Из более поздних минералов, образование которых обусловлено проявлением процессов гранитизации метагабброидов, наблюдается кварц, при невысоких содержаниях слагающий мелкие пойкилобластовые включения в роговой обманке, а также биотит и калиевый полевой шпат. Из вторичных минералов наиболее распространены развивающиеся по роговой обманке амфиболы актинолитового ряда, эпидот и хлорит, а также замещающие пироксены серпентин, тальк и карбонатные минералы.

Метадиабазы и метагаббро-долериты, встреченные в нескольких скважинах, представлены массивными черными или темно-серыми мелко- или среднезернистыми породами, сложенными плагиоклазом в виде субизометричных или лейстовидных зерен (40 %), клинопироксеном (17), в агрегатах зерен которого встречаются единичные зерна гиперстена, и роговой обманкой (30 %), развивающейся по пироксенам в виде мелких зерен, образующих вокруг пироксенов оторочки (сплошные или прерывистые). В акцессорных количествах присутствуют ильменит, магнетит (в сумме около 6 %), апатит, биотит и кварц. Количество лейстовидных зерен плагиоклаза колеблется от единичных зерен до 100 % от общего количества зерен плагиоклаза в породах, в связи с чем структура меняется от отчетливой офитовой или долеритовой до гранобластовой и кумулобластовой с единичными реликтами офитовых зерен.

Более детальное расчленение пород комплекса осуществлялось с учетом их геохимических особенностей, поскольку для каждой петрографической разности было установлено наличие двух разновидностей — с нормальным для магматических пород основного состава содержанием микроэлементов группы железа (прежде всего, хрома) — так называемые хромсодержащие метагабброиды, и с резко пониженным (нередко ниже уровня чувствительности спектрального анализа) содержанием этих микроэлементов — так называемые малохромистые метагабброиды (табл. 8.3, 8.4). Обе разновидности обычно присутствуют, часто перемежаясь, в разрезах одних и тех же скважин.

При определенной специфике химизма отдельных разностей метагабброидов кореличского комплекса (см. табл. 8.3), для них устанавливается ряд общих особенностей, среди которых следует отметить пониженное содержание кремнезема, обычно колеблющееся в пределах 42—47 %, высокое содержание железа (до 23—24) и титана, несколько пониженное содержание магния (преимущественно от 5 до 7 %) и низкое — щелочей. Метагабброиды комплекса относятся к породам нормальной или повышенной основности с высокой общей железистостью. Наиболее низкое содержание кремнезема наблюдается в малохромистых разностях метагабброидов (42—44 %), тогда как в разностях с нормальным содержанием хрома количество кремнезема заметно выше (обычно 46,5—49 %). Для малохромистых метагабброидов также характерны более высокие содержания железа, титана и фосфора, более низкие — алюминия, магния, натрия и кальция.

Протерозой

Русиновский комплекс

Включенные в состав русиновского комплекса образования развиты преимущественно в пределах Центрально-Белорусской зоны, где установлены многочисленные мелкие положительные аномалии магнитного поля субизометричной формы, площадь которых колеблется от нескольких до первых десятков км^2. На территории Центрально-Белорусской (Смолевичско-Дрогичинской шовной) зоны, непосредственно к востоку от восточной границы гранулитового пояса, многие из этих аномалий изучены буровыми скважинами, в которых обычно вскрываются в различной степени актинолитизированные габброиды или основные ультрамафиты.

Немногочисленные мелкие тела основных пород, близких к породам русиновского комплекса по ми-

Таблица 8.3

Средний химический состав (вес. %) главных разновидностей метагабброидов корелического комплекса

Окислы, параметры	Группы пород												
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SiO_2	46,40	41,80	47,04	43,86	49,00	49,48	43,92	43,12	31,48	42,39	46,49	41,34	42,49
TiO_2	0,90	2,09	1,12	2,18	0,98	1,70	0,53	1,93	3,72	2,35	1,69	3,28	3,99
Al_2O_3	13,71	13,62	16,26	12,79	16,34	13,40	18,81	15,72	10,52	12,45	15,52	14,44	14,30
Fe_2O_3	6,65	10,62	6,12	9,06	3,59	7,80	7,56	7,09	21,67	9,60	7,58	7,54	7,09
FeO	6,71	9,95	7,22	9,49	7,52	7,58	7,95	9,55	12,14	9,75	10,12	11,40	11,25
MnO	0,14	0,19	0,17	0,29	0,18	0,18	0,17	0,21	0,26	0,24	0,25	0,25	0,21
MgO	7,63	6,38	6,59	6,11	7,43	5,76	7,11	5,51	6,78	7,06	7,94	6,50	6,55
CaO	11,69	9,67	9,21	9,25	10,32	7,55	9,70	9,92	7,72	10,21	7,14	10,38	10,36
Na_2O	2,54	2,48	3,15	2,58	2,66	2,29	2,47	2,99	1,71	2,40	2,53	2,23	2,25
K_2O	0,79	0,68	0,82	1,05	0,38	0,55	0,48	0,46	0,46	0,76	0,34	0,51	0,27
P_2O_5	0,26	0,54	0,32	1,12	0,29	0,29	0,23	1,04	0,82	1,10		2,08	3,41
П. п. п.	1,81	1,38	1,64	1,45	1,10	2,96	1,18	2,65	1,63	1,18	1,06	1,38	0,82
Сумма	99,23	99,40	99,66	99,23	99,79	99,54	100,11	100,19	98,91	99,49	100,66	100,29	99,58
Число проб	4	17	21	49	7	1	1	3	10	10	2	2	5
Fe_2O_3+FeO	13,36	20,57	13,34	18,55	11,11	15,38	15,51	16,64	33,81	19,35	17,70	18,94	18,34
$F_{общ}$	63,6	76,3	66,9	75,2	59,9	68,4	68,6	75,1	83,3	73,3	69,3	74,7	73,9
Na_2O+K_2O	3,33	3,16	3,97	3,63	3,04	2,84	2,95	3,45	2,17	3,16	2,87	2,74	2,52
Na_2O/K_2O	3,22	3,65	3,84	2,46	7,00	4,16	5,14	6,50	3,72	2,52	7,44	4,37	8,33
Основность	0,45	0,64	0,42	0,56	0,38	0,43	0,52	0,51	1,29	0,62	0,55	0,62	0,58
Fe_2O_3/FeO	0,99	1,07	0,85	0,95	0,48	1,03	0,95	0,74	1,78	0,98	0,75	0,66	0,63

Примечание. Метагабброиды Кореличской зоны: 1 — метагаббро, 2 — метагаббро малохромистое, 3 — габбро-амфиболиты, 4 — габбро-амфиболиты малохромистые, 5 — метагаббро-нориты, 6 — метагаббро-нориты малохромистые, 7 — метанориты, 8 — метанориты малохромистые, 9 — метагаббро рудное, 10 — метадиабазы; метагабброиды скв. Б 32п: 11 — габбро-амфиболиты, 12 — амфиболиты апогаббровые, 13 — метагаббро-нориты малохромистые.

Таблица 8.4

Средние содержания микроэлементов (г/т) в метагабброидах кореличского комплекса

Микроэлементы, отношения	Группы пород												
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
V	180	360	190	300	160	440	500	280	420	380	620	260	340
Cr	190	6,6	220	6,4	140	3,5	100	5,6	12	6,7	12	13 (8)	9
Ni	66	20	97	16	54	46	80	28	12	11	13	7,6 (9)	11
Co	38	45	47	43	33	56	40	44	43	50	52	46	57
Sc	36	45	46	44	51	34	30	42	35	46	22	28	29
Cu	62	93	120	94	150	260	200	140	160	56	87	38	76
Pb	28	9,6	12	18	10	26	60	8,4	24	19	9,2	11	9,3 (3)
Zn	72	83	72	87	83	140	60	140	110	93	250	100	140
Mo	1,1	1,3	1,1	1,3	1,1	1,0	<1,0	<1,0	2,0	1,2	1,3	1,1	1,1
Sn	6,2	1,5	2,8	2,4	4,0	3,4	8,0	<1,0	1,8	2,2	1,6	3,4 (5)	1,1 (3)
Ga	19	21	20	22	18	23	30	20	23	22	18	15	16
Sr	920	580	545	540	850	320	1000	560	290	510	220	260	210
Ba	380	520	310	570	220	350	300	410	480	650	<100	330 (3)	<100
Be		0,29	0,41	0,67	<0,5	<0,5	1,0	<0,5	0,6	0,3	<0,5	0,8 (4)	<0,5
Zr	40	52	56	70	54	39	150	20	52	53	48	68	60
Nb		2,7	3,8	3,0	<5,0	<5,0	8	<5,0	6,0	2,9	<5,0	6,0 (3)	<5,0
Y	25	20	24	23	18	18	20	17	23	17	8,3	16	16
Yb	2,0	2,1	2,1	2,3	1,5	2,2	1,0	1,5	2,2	2,1	1,6	1,8	2,0
La		9,8	15	13	<10	<10	30	10	<10	9,5			
Число проб	5	23	20	55	10	9	1	5	6	19	5	10	7
Cr/Ni	2,88	0,33	2,27	0,40	2,59	0,08	1,25	0,20	1,00	0,61	0,92	1,71	0,82
Ni/Co	1,74	0,44	2,06	3,72	1,64	0,82	2,00	0,64	0,28	0,22	0,25	0,16	0,19
Sr/Ba	2,42	1,12	1,75	0,95	3,86	0,91	3,33	1,36	1,04	0,78	>2,2	>2,6	>2,1
Zr/Nb		19,2	14,7	23,3	>10	>8,0	18,8	4,0	8,7	18,3	>10	11,3	>12
100Zr/TiO_2	0,44	0,25	0,50	0,32	0,55	0,23	2,83	0,10	1,40	0,22	0,28	0,21	0,15

Примечание. Названия групп пород см. в примечании к табл. 8.3 ; в скобках за средним содержанием приводится число проб, отличающееся от общего объема выборки.

неральному и химическому составу, установлены также на крайнем западе Беларуси, вблизи от западной границы Белорусско-Прибалтийского гранулитового пояса, где они прорывают образования, вероятно, соответствующие амфиболит-гнейсовому комплексу (озерской толще).

В пределах Центрально-Белорусской зоны породы комплекса ассоциируют с различными стратифицированными образованиями. В центре Беларуси они приурочены к толщам гнейсов и амфиболитов околовской серии, южнее они прорывают породы амфиболит-гнейсового комплекса. Основываясь на сравнительно невысокой степени метаморфической переработки пород русиновского комплекса процессами регионального метаморфизма (зеленосланцевая, реже эпидот-амфиболитовая фации), а также на явлениях бластеза плагиоклаза метагабброидов под воздействием гранитоидов микашевичского комплекса, относящегося ко второй половине раннего протерозоя, возраст образований русиновского комплекса принимается как раннепротерозойский.

Среди пород русиновского комплекса установлены следующие разности (перечисленные в последовательности от более к менее распространенным): актинолитовые габброиды; актинолитизированные ультраосновные породы, нередко превращенные в анхимономинеральные актинолититы или биотит-актинолитовые породы; основные ультрамафиты (среди которых преобладают клинопироксениты и в подчиненном количестве встречаются верлиты, вебстериты и горнблендиты); практически не измененные габбро, габбро-нориты и нориты переменного состава (от меланократовых разностей до лейкократовых пород типа габбро-анортозитов); оливиновые габбро, переходящие в троктолиты; возможно, в состав комплекса следует включать установленные на крайнем юге Беларуси (участок Глушкевичи) перидотиты. Все эти породы сложены присутствующими в разных соотношениях пироксенами (среди ортопироксенов установлены гиперстены и бронзиты, клинопироксены обычно представлены авгитами, иногда приближающимися к салит-авгитам), обыкновенной или актинолитовой роговой обманкой и основным или средним плагиоклазом (№№ 50—60); в отдельных случаях присутствуют небольшие количества оливина, спорадически, хотя иногда в значительных количествах, встречается биотит. Участками наблюдается развитие вторичного кварца. Акцессорные минералы представлены преимущественно сфеном и апатитом, из рудных минералов наиболее обычны магнетит, пирит, халькопирит и пирротин, к которым в отдельных случаях добавляется пентландит.

Для всех пород комплекса (за исключением перидотитов) характерно невысокое, в пределах 47—50 %, содержание кремнезема, возрастающее в пироксенитах до 51—52 % (табл. 8.5); они характеризуются также высокими содержаниями железа, титана и магния (последний существенно повышен в основных ультрамафитах и перидотитах); понижено также содержание щелочей (особенно в перидотитах и основных ультрамафитах) при близких значениях содержаний натрия и калия (за исключением габброидов). Кроме того, для основных разностей характерны повышенные глиноземистость и кальциевость. Относительно невысокие содержания железа обуславливают низкие значения общей железистости. По сравнению с другими комплексами основных пород фундамента Беларуси в габброидах русиновского комплекса понижены также основность, титанистость и щелочность, что позволяет сопоставлять их с оливиновым габбро по Р.О. Дэли, хотя для последнего свойственна несколько более высокая кальциевость.

Для микроэлементного состава пород русиновского комплекса (см. табл. 8.5) в целом характерна обогащенность фемафильными элементами (ванадием, хромом, кобальтом, скандием), а также четко выраженная медно-никелевая специализация.

По соотношению кремнезема и щелочей метагабброиды комплекса могут быть отнесены к субщелочному ряду; на треугольных диаграммах ACM и AFM (рис. 8.3) породы комплекса лежат преимущественно в поле основных кумулятов базальтовой магмы, приближаясь по составу к базальтам срединно-океанических хребтов или даже к коматиитам.

Анализ структурного положения, вещественного состава, геохимической и металлогенической специализации позволяет сопоставлять образования комплекса с перидотит-пироксенит-габбро-норитовой формацией.

Бобовнянский комплекс

Включаемые в состав бобовнянского комплекса породы слагают несколько сравнительно крупных массивов в центральной части Беларуси. Наиболее детально изучен Бобовнянский массив площадью около 1500 км^2 субизометричной формы, слегка вытянутый в северо-восточном направлении, размещенный среди пород околовской серии. Для гранитоидов бобовнянского комплекса отмечаются согласные (как четкие, так и нечеткие) контакты с вмещающими гнейсами, когда наблюдается постепенный переход гранитогнейсов в породы порфиробластового облика. Среди гранитоидов нередко встречаются реликты гнейсов и сланцев. По составу среди гранитоидов выделяются кварцевые сиениты и биотитовые граниты. Ниже приводятся данные по петрографическому составу пород комплекса (с использованием материалов Н.А. Кожемякиной по составу и морфологии породообразующих минералов гранитоидов).

Кварцевые сиениты — это розовато-серые крупнозернистые породы с порфиробластовой и гете-

Таблица 8.5

Средние содержания породообразующих окислов (вес. %) и микроэлементов (г/т) в главных разновидностях пород русиновского комплекса

Окислы, параметры, микроэлементы	Группы пород					
	1	2	3	4	5	6
SiO_2	47,62	50,08	43,48	45,77	48,28	40,08
TiO_2	0,86	0,58	0,28	0,19	0,30	0,88
Al_2O_3	7,94	17,42	14,04	15,54	18,93	5,98
Fe_2O_3	3,50	2,26	2,74	1,42	2,12	8,59
FeO	9,58	5,72	6,42	7,15	4,15	11,77
MnO	0,26	0,16	0,16	0,17	0,10	0,20
MgO	15,61	8,11	18,29	14,81	7,80	24,15
CaO	9,04	10,13	8,81	9,25	13,32	2,56
Na_2O	0,76	2,56	1,24	1,45	1,62	0,80
K_2O	0,42	0,59	0,12	0,98	0,34	0,70
P_2O_5	0,10	0,10	0,02		0,08	0,35
П. п. п.	3,20	1,72	4,18	2,36	1,37	3,49
Число проб	4	7	8	9	7	4
Na_2O+K_2O	1,18	3,15	1,36	2,43	1,96	1,50
Na_2/K_2O	1,81	4,34	10,3	1,48	4,76	1,14
F	46,1	52,3	33,8	37,1	45,0	46,0
FeO*	12,73	7,75	8,87	8,43	6,06	19,50
V	110	150	170	90	110	120
Cr	720	370	370	280	610	1000
Ni	620	220	1030	1100	110	90
Co	80	65	170	130	47	150
Sc	32	42	23	23	25	6
Cu	50	50	130	93	66	80
Pb	4,3	13		4,0	5,3	4,0
Zn	110	70	130	77	40	100
Mo	1,6	1,2	3,8	5,7	1,2	2,5
Sn	2,0	4,8		0,5	2,2	
Ga	12	17	12	11	10	10
Sr	110	320	170	190	230	75
Ba	200	220	100	100	140	100
Be	0,5	1,5		1,0	0,5	
Zr	55	72	17	30	50	100
Nb	3,0	5,3	3,0	6,0	6,4	3,5
Y	19	23	7	13	11	7
Yb	1,6	1,5	1,0	1,7	1,1	0,6
La	30	10				
Число проб	4	6	5	13	18	2

Примечание. 1 — актинолититы, скв. Ст 22; 2 — габбро актинолитовое, скв. Ст 12; 3 — габбро оливиновое, скв. Ст 9ж; 4 — габбро актинолитовое, скв. Ст 9ж; 5 — то же, скв. Ст 6п; 6 — перидотиты, скв. Гл 456д.

рогранобластовой структурой и гнейсовидной текстурой. Главными породообразующими минералами кварцевых сиенитов являются плагиоклаз (10—35 %), калиевый полевой шпат (60—80), кварц (5—20), роговая обманка и биотит (5—10 %).

Плагиоклаз (An_{30-38}) образует таблитчатые и субизометричные зерна, которые обычно корродированы калиевым полевым шпатом и кварцем. Калиевый полевой шпат образует ксеноморфные зерна состава $Or_{82}Ab_{16,5}An_{1,5}$ и представлен микроклином, редко промежуточным ортоклазом. Среди решетчатых калиевых полевых шпатов наблюдается несовершенное развитие сноповидной и сноповидно-шахматной двойниковой решетки. В некоторых зернах можно наблюдать также крипторешетку. Пертиты, которые составляют 5—10 % от площади зерна, представлены игольчатым, столбчатым, дисковидным и линзовидным типами. Кварц образует субизометричные, округлые и ксеноморфные зерна с волнистым угасанием. Роговая обманка зеленовато-желтого и синевато-зеленого цвета присутствует в виде скоплений и отдельных зерен неправильной и вытянутой формы. Зеленовато-бурый биотит встречается

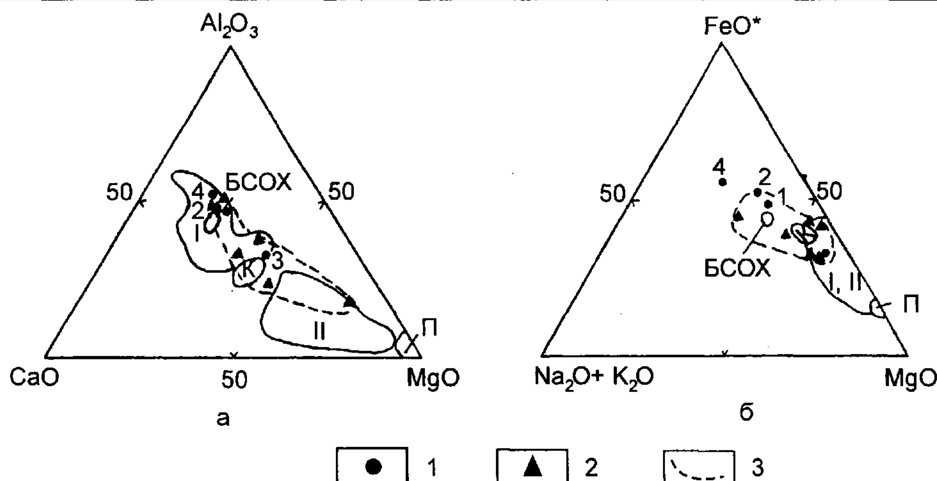


Рис. 8.3. Положение точек средних составов основных пород раннедокембрийских комплексов фундамента Беларуси на диаграммах АСМ (а) и AFM (б).

1 — точки средних составов пород заборской толщи щучинской серии или гранулитового комплекса (1), озерской серии или амфиболито-гнейсового комплекса (2), околовской серии или сланцево-амфиболито-плагиогнейсового комплекса (3) и кореличского комплекса (4); 2 — точки средних составов главных разностей пород русиновского комплекса, приведенных в табл. 8.5; 3 — границы поля составов пород русиновского комплекса.

I — поле основных и II — поле ультраосновных кумулятов, БСОХ — базальты срединно-океанических хребтов, К — коматииты, П — пикриты по Р.Г. Колману (1979).

FeO* (суммарное железо) = FeO + 0,9 Fe_2O_3, вес. %.

в виде редких чешуек и небольших скоплений. Из акцессорных минералов встречены циркон, апатит, монацит, сфен, флюорит, магнетит, гематит, пирит и молибденит. Вторичные минералы представлены хлоритом, кальцитом и мусковитом.

Биотитовые граниты — это серовато-розовые неравномерно-зернистые порфировидные породы, имеющие гнейсовидную текстуру и гранитовую структуру. Главные породообразующие минералы в них представлены плагиоклазом (20—25 %), калиевым полевым шпатом (35—40), биотитом (5—10), кварцем (25—30 %).

Плагиоклаз образует таблитчатые или удлиненные с изрезанными краями зерна, по составу соответствующие андезину. В крупных зернах встречены антипертиты калиевого полевого шпата. Участками плагиоклаз серицитизирован, частично корродирован калиевым полевым шпатом и кварцем. Калиевый полевой шпат (как решетчатый, так и без двойниковой решетки) представлен микроклином и образует таблитчатые или ксеноморфные зерна с неровными краями. Мозаичный кварц распространен в виде полос в межзерновом пространстве. Биотит зеленовато-коричневого цвета представлен мелкими чешуйками и их скоплениями. Среди акцессорных минералов встречены циркон, апатит, монацит, магнетит, гематит, пирит, молибденит и сфен. Из вторичных минералов присутствуют эпидот, мусковит, хлорит и кальцит.

Кварцевые сиениты и граниты (иногда субщелочные) бобовнянского комплекса, относящегося к граносиенит-гранитной формации, характеризуются (табл. 8.6) повышенной железистостью (f = 84—85), умеренными значениями глиноземистости (al′ = 2,56—3,27) и щелочности ($K_а$ = 0,79), иногда повышенными содержаниями некоторых цветных металлов, редких литофильных элементов и пониженными — элементов группы железа и иногда Sr (табл. 8.7). По геохимическим особенностям пород (см. рис. 8.1), а также по высокожелезистому (f = 83) и низкоглиноземистому (K_{al}= 20,8) составу биотитов они в некоторой степени сопоставимы с крупнозернистыми гранитоидами житковичского комплекса Осницко-Микашевичского вулканоплутонического пояса (субщелочная кварц-сиенит-гранитная формация), но отличаются от них более высокими (кларковыми) содержаниями Ca, P и Ba и более низкой щелочностью. Для рассматриваемых гранитоидов характерны насыщенность магм летучими (до 200 г/т флюорита), геохимические аномалии Ni, Cu, Ag, Y и РЗЭ, присутствие в составе рудных минералов пирита (до 80 г/т) и молибденита (до 2,5 г/т), нередко повышенные в породообразующих минералах по сравнению с минералами других гранитоидных комплексов региона (Архипова, Найденков, 1992) содержания многих редких и рассеянных элементов (Pb, Zn, Ga, Be, Zr, Nb, Y, РЗЭ и иногда Li в биотитах; Be, Zr, Nb, Y, Yb в роговых обманках; Tl в калишпатах; Sn, Cu, Zn и сидерофильных элементов в акцессорном гранате). По-видимому, с гранитоидами комплекса связано проявление полиметаллов (1 % Zn; 0,03 Pb; 0,05 % Cu) и W (700 г/т) в породах околовской серии на участке Раевщина. Вышеописанные особенности указывают на потенциальную перспективность гранитоидов на полиметаллическое и редкометальное оруденение. В целом же, по большинству

Таблица 8.6

Средний химический состав (вес. %) гранитоидов полонского, бобовнянского, жуховичского, мостовского и выгоновского комплексов

Окислы, параметры	Группы пород										
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO_2	73,43	66,28	71,64	74,74	75,30	73,32	73,52	60,46	66,09	71,08	74,11
TiO_2	0,29	0,65	0,44	0,18	0,23	0,09	0,14	1,47	1,10	0,34	0,15
Al_2O_3	12,88	14,69	13,15	12,72	12,89	14,28	14,58	13,52	13,97	12,98	13,28
Fe_2O_3	1,24	2,09	1,23	1,09	0,92	0,63	0,71	5,09	3,04	1,42	1,04
FeO	1,31	2,74	2,20	0,88	0,94	0,72	0,81	3,00	2,44	2,03	0,40
MnO	0,03	0,06	0,04	0,02	0,02	0,03	0,04	0,08	0,07	0,05	0,01
MgO	0,37	0,91	0,59	0,53	0,61	0,23	0,41	2,22	1,17	0,62	0,44
CaO	1,06	2,26	1,62	1,13	1,90	1,01	1,91	3,04	2,10	1,60	1,41
Na_2O	2,80	3,44	2,91	3,72	5,16	3,68	5,72	3,42	3,00	3,05	2,76
K_2O	5,56	5,43	5,14	4,19	1.24	5,31	1,34	5,43	4,90	5,70	5,41
P_2O_5	0,29	0,14	0,16	0,06	0,09	0,08	0,14	1,02	0,71	0,23	0,08
П. п. п.	0,62	1,12	0,83	0,50	0,55	0,40	0.62	1,28	1,00	0,97	0,80
$F_{общ}$	87	84	85	79	76	86	79	79	83	85	77
al′	4,41	2,56	3,27	5,21	5,22	9,04	7,55	1,27	1,84	3,20	7,06
K_a	0,82	0.79	0,79	0,84	0,76	0,83	0,74	0,85	0,73	0,86	0,78
t′	11,4	13,5	12,8	9,1	12,4	6,7	9,2	18,2	20,1	9,9	10,4
A′	1,16	1,17	1,19	1,14	1.21	1,19	1,21	1,25	1,25	1,10	1,20
Число проб	27	23	20	16	29	20	31	13	7	20	15

Примечание. 1 — анатектические лейкограниты полонского комплекса; 2—3 — кварцевые сиениты (2) и граниты (3) бобовнянского комплекса; 4—7 — среднезернистые лейкограниты (4), плагиограниты (5), пегматоидные лейкограниты (6) и плагиограниты (7) жуховичского комплекса; 8—10 — кварцевые монцониты (8), гранодиориты и кварцевые сиениты (9) и граниты (10) мостовского комплекса; 11 — лейкограниты выгоновского комплекса.

Таблица 8.7

Средние содержания элементов-примесей (в г/т) в гранитоидах полонского, бобовнянского, жуховичского, мостовского и выгоновского комплексов

Микроэлементы, отношения	Группы пород									
	1	2	3	4	5	6	7	8+9	10	11
V	37	29	26	28	31	17	14	100	27	35
Cr	15	13	12	20	16	15	14	20	11	6,9
Ni	14	15	7,0	22	21	15	9,6	16	7,6	4,6
Co	8,8	5,5	5,4	5,2	4,8	3,2	3,0	14	5,2	3,7
Sc	5,3	8,1	4,9	3,9	4,5	3,3	4,6	21	8,3	3,8
Cu	34	21	24	15	14	29	23	66	34	18
Pb	27	35	41	14	6,7	32	26	37	58	67
Zn	31	88	55	30	25	18	16	78	23	18
Mo	1,2	2,3	1,5	1,5	1,4	1,2	0,93	2,2	4,0	1,7
Sn	2,9	3,7	4,6	4,0	5,5	2,5	3,7	5,4	5,5	2,8
Ga	21	22	25	22	18	20	23	36	35	13
Sr	300	340	220	200	170	200	170	520	450	570
Ba	1500	1700	1400	1300	490	650	150	2700	1600	1450
Be	2,1	2,9	3,5	1,9	2,1	5,4	6,0	6,0	7,8	1,6
Zr	150	500	280	250	280	73	56	1100	380	160
Nb	23	42	30	25	28	31	38	41	55	19
Y	34	85	44	65	66	84	77	57	49	26
Yb	3,8	8,2	4,8	7,9	7,2	13	9,4	5,3	4,3	2,4
Be	2,1	2,9	3,5	1,9	2,1	5,4	6,0	6,0	7,8	1,6
Zr	150	500	280	250	280	73	56	1100	380	160
Nb	23	42	30	25	28	31	38	41	55	19
Y	34	85	44	65	66	84	77	57	49	26
Yb	3,8	8,2	4,8	7,9	7,2	13	9,4	5,3	4,3	2,4
La	76	87 (37)	130	110 (25)	110 (11)	82 (24)	58	540	250	60
Li		28 (51)	35 (5)			7,1 (3)	3,2 (5)	14 (1)	20 (7)	8 (1)
Rb						270	116 (5)	180 (1)	270 (7)	
K/Rb						163	96	250	180	
Ba/Rb						4,8	1,3	15	6	
Rb/Sr						1,4	0,68	0,35	0,59	
Ba/Sr	5,0	5,0	6,36	6,5	2,88	3,25	0,88	5,19	3,56	2,54
Число проб	43	64	22	26	32	23	48	11	11	86

Примечание. Названия групп пород см. в примечании к табл. 8.6; в скобках указано число проб, отличающееся от общего количества проб в выборке.

петрогеохимических параметров рассматриваемые гранитоиды тяготеют к геохимическому типу мезоабиссальных гранитоидов известково-щелочного ряда, от которых отличаются более высокими содержаниями Zr и более низкими — Cr и V. Для них характерна ортит-сфен-гематитовая (соответственно, до 0,002; 0,1 и 0,1%) ассоциация акцессорных минералов с незначительным (до 0,01%) количеством магнетита и очень низким (до 0,001%) содержанием ильменита, а также высокое (1,17—1,19) значение A´. Перечисленные выше особенности свидетельствуют о близости гранитоидов бобовнянского комплекса к S-типу. На классификационных диаграммах (см. рис. 8.2) точки средних составов пород комплекса попадают преимущественно в поля внутриплитных гранитоидов, а граниты — иногда и в поле островодужных образований или в область перекрытия этих двух типов пород с коллизионными гранитами. Коровые гранитоиды известково-щелочного ряда граносиенит-гранитной формации могли формироваться в обстановке континентальных окраин (ближние горячие тылы зон субдукции) или в коллизионной обстановке в карельскую эпоху тектогенеза.

При геохронологическом датировании по единичным зернам циркона (Найденков и др., 1994) для гранитоидов бобовнянского комплекса получены значения в пределах 1560—2000 млн лет. Вероятно, древнейшие из них соответствуют этапу мигматитообразования, тогда как более поздние отражают различные тектонические события в конце раннего — начале позднего протерозоя.

По вещественному составу, петрохимическим и геохимическим характеристикам гранитоиды бобовнянского комплекса могут быть отнесены к позднекинематическим образованиям гранит-мигматитовой формации (Магматические ..., 1980).

Жуховичский комплекс

Гранитоиды жуховичского комплекса слагают небольшие вытянутые в северо-восточном направлении массивы неправильной формы и жилы мощностью до 15—20 м в центральной части Смолевичско-Дрогичинской шовной зоны. Наиболее крупным является Жуховичский массив площадью около 50 км^2, вскрытый скважинами Ст 111, 137, 204 и др. Гранитоиды жуховичского комплекса имеют согласное залегание и постепенные переходы с вмещающими породами околовской серии. Среди гранитоидов Жуховичского массива преобладают среднезернистые биотитовые (нередко с амфиболом и мусковитом) плагиоклаз-микроклиновые и плагиоклазовые граниты с подчиненным количеством более лейкократовых неравномерно-зернистых до пегматоидных гранитов, обычно слагающих жильные тела. Гранитоиды нередко содержат реликты тонкополосчатых и полосчатых плагиогнейсов, амфиболитов и сланцев.

Плагиограниты — это розовато-серые, неравномерно-зернистые, участками пегматоидные, с гранитовой структурой, массивные породы. Главными породообразующими минералами являются плагиоклаз (63 %), кварц (25), калиевый полевой шпат (7), биотит (5 %). Плагиоклаз (An_{28-36}) образует таблитчатые, призматические и неправильные зерна с извилистыми и бухтообразными очертаниями. Калиевый полевой шпат, представленный преимущественно микроклином, реже ортоклазом, образует таблитчатые и ксеноморфные зерна. В них широко распространены пертиты игольчатого и дисковидного типов, составляющие 5—10 % от площади зерна. Кварц присутствует в виде вытянутых и ксеноморфных зерен с волнистым угасанием. Мелкие зерна кварца имеют округлую и субизометричную форму. Биотит буровато-коричневого цвета наблюдается в виде разнообразных, чаще удлиненных чешуек. Акцессорные минералы представлены цирконом, апатитом, гранатом, сфеном, турмалином, магнетитом, гематитом, ильменитом и пиритом. Из вторичных минералов присутствуют эпидот, хлорит и кальцит.

Биотитовые граниты представляют собой серовато-розовые неравномерно-зернистые, иногда порфировидные массивные, реже гнейсовидные породы с гранитовой и бластогранитовой структурой. Они сложены плагиоклазом (20—25 %), калиевым полевым шпатом (35—45), кварцем (20—30) и биотитом (5—10 %). В единичных случаях встречается роговая обманка (до 5 %). Плагиоклаз (An_{11-35}) образует субизометричные, таблитчатые и призматические зерна, иногда с антипертитами калиевого полевого шпата. Калиевый полевой шпат обычно представлен микроклином, встречаются единичные зерна триклинного ортоклаза. В породе присутствуют как нерешетчатая, так и решетчатая разновидности. В мелких зернах наблюдается развитие среднесовершенной сноповидной и сноповидно-шахматной двойниковой решетки. В более крупных зернах отмечается сплошное или участковое распространение среднесовершенной решетки от сноповидного до шахматного типов. Пертиты (дисковидные, линзовидные, реже игольчатые и столбчатые), составляющие до 10—15 % площади зерна, имеют локальное или сплошное развитие. Кварц представлен зернами округлой, вытянутой и субизометричной формы с волнистым угасанием, образующими пятнистые или прожилковидные обособления. В межзерновом пространстве породы распространен мозаичный кварц. Иногда срастания кварца и калишпата образуют микропегматитовую структуру. Роговая обманка встречается в виде неправильных зерен от сине-зеленого цвета по Ng до светло-зеленого по Np. Биотит темно-зеленого цвета образует чешуйки с извилистыми очертаниями и небольшие скопления. Мусковит развит преимущественно в наиболее крупнозернистых разностях гранитоидов, где приурочен к по-

левым шпатам или гнездам биотита. Акцессорные и рудные минералы представлены обычно гранатом спессартин-альмандинового состава, апатитом, турмалином, магнетитом и сфеном, реже встречаются циркон, монацит, гематит, мартит, ильменит, пирит, халькопирит, галенит, сфалерит, молибденит, торит, ксенотим, рутил и анатаз. Среди вторичных минералов присутствуют эпидот, хлорит, мусковит и кальцит.

Гранитоиды жуховичского комплекса выделяются среди всех гранитоидов фундамента Беларуси весьма высокой глиноземистостью (al′= 5,2—9,0), повышенными содержаниями многих редких литофильных элементов и преимущественно низкими — петрогенных окислов, микроэлементов сидерофильной группы, цветных металлов, P, Sr и Ba (см. табл. 8.6, 8.7, рис. 8.1). Лейкограниты и плагиограниты комплекса заметно различаются по щелочности, повышенной (K_a = 0,83—0,84) у первых и умеренной (K_a = 0,74—0,76) у вторых. Имеются некоторые различия между среднезернистыми разностями гранитоидов, слагающими небольшие массивы, и жильными пегматоидными образованиями. Первые характеризуются более высокими содержаниями Ni и Zr и более низкими — Mn, Cu, Pb и Be; по большинству петрогеохимических характеристик они сопоставимы с геохимическим типом гипабиссальных гранитоидов известково-щелочного ряда. Вторым свойственны довольно высокие содержания Be и B (в них отмечается до 0,4 % турмалина) и низкие содержания Zr, Li, иногда Rb. По многим характерным признакам (низкие содержания Zr, сидерофильных и редких щелочноземельных элементов, высокие содержания B и многих редких литофильных элементов, низкие значения отношений K/Rb и отчасти Ba/Rb) они тяготеют к геохимическому типу плюмазитовых редкометальных лейкогранитов, отличаясь от классических примеров последних обедненностью Li и, вероятно, F (флюорит в них не установлен), и являются, по-видимому, конечными дифференциатами известково-щелочных магм.

В среднезернистых гранитоидах комплекса нередко отмечаются геохимические аномалии Y, Yb, La и иногда — Mo, Sn, Ag и Li. Биотиты гранитоидов обогащены (Архипова, Найденков, 1992) такими элементами как Sn, Nb и Y; ильмениты (относительно средних значений для акцессорных минералов гранитоидов по В.В. Ляхович, 1979) — Sn, Pb, Cu и V; апатиты — Y, Yb и Th. В пегматоидных гранитоидах комплекса известно проявление Nb-Ta при содержаниях этих элементов 0,1 и 0,02 % соответственно (Найденков, 1997), имеются довольно многочисленные геохимические аномалии Be, Nb, Y и Yb и более редкие — цветных металлов (Cu, Pb, Zn, Sn, Ga), Mo, W, Ag и элементов группы Fe (V, Cr, Ni). По-видимому, в связи с гранитоидами комплекса в породах околовской серии возникло проявление полиметаллов участка Мир (0,2 % Zn; 0,7 Pb; 0,08 % Cu) и геохимические аномалии W (до 100 г/т).

Повышенный фон и геохимические аномалии многих редких литофильных и некоторых других (Sn, Ga) элементов в пегматоидных гранитах комплекса обусловлены повышенными содержаниями этих элементов в породообразующих минералах — биотитах (Ga до 300 г/т, Nb и Y до 200, Sn до 40, Y до 10 г/т), гранатах (Y до 1000 г/т, Yb до 100, Nb до 30 г/т), плагиоклазах (Ga до 100, Be до 40) и калишпатах (Be до 20 г/т). Аномальные содержания в крупнозернистых разностях гранитов большинства цветных металлов (Cu, Pb, Zn) и Mo связаны с присутствием в них сульфидов (20—200 г/т пирита и небольших количеств халькопирита, галенита и сфалерита, а также знаки молибденита). Следует также отметить повышенные относительно средних значений для минералов гранитоидов (Ляхович, 1979) концентрации некоторых элементов во второстепенных и акцессорных минералах из рассматриваемых пород: Ge в магнетитах; Sn, Ge, Ta, Pb, W и РЗЭ в сфенах; Zn, Sn и Nb в турмалинах (Кошевенко, Архипова, 1983). По-видимому, такие геохимические особенности гранитоидов жуховичского комплекса, как повышенный фон некоторых редких литофильных и иногда халькофильных элементов, наличие геохимических аномалий, а в редких случаях и рудопроявлений этих элементов, обогащенность многими рудными компонентами породообразующих и, особенно, второстепенных и акцессорных минералов и т. д., определяют потенциальную перспективность гранитоидов жуховичского комплекса на редкометальное оруденение.

Для средне- и крупнозернистых гранитоидов комплекса характерна гранат-биотит-мусковитовая ассоциация фемических минералов, для крупнозернистых разностей — сфен-магнетитовая (до 0,01 и 0,3 % соответственно) ассоциация акцессорных минералов с незначительным количеством ильменита (до 0,02) и монацита (до 0,001), для среднезернистых — монацит-гематитовая (до 0,02 и 0,1 %) ассоциация с незначительным (до 0,02 %) количеством ильменита. Биотиты гранитоидов имеют умеренно железистый (f = 66,5) высокоглиноземистый (K_{al} = 22,8) состав. У обеих разностей гранитоидов отмечается высокое (1,14—1,21) значение характеристики A′. Геохимический тип гранитоидов и приведенные выше их особенности свидетельствуют о коровой природе исходной для комплекса магмы. На классификационных диаграммах (см. рис. 8.2) они попадают преимущественно в поле внутриплитных гранитов, иногда оказываясь на границе с островодужными образованиями или в области перекрытия вышеупомянутых типов гранитоидов. Можно полагать, что коровые лейкократовые известково-щелочные гранитоиды жуховичского комплекса образовались в обстановке тыловых зон активных континентальных окраин или в коллизионных условиях в карельскую эпоху тектогенеза.

Гранитоиды жуховичского комплекса с изохронным возрастом по циркону 1900±(37—45) млн лет (Щербак и др., 1990) сопоставляются с гранитоидами кировоградско-житомирского комплекса Украинского щита. По петрохимическим, геохимическим и другим признакам плагиограниты близки к плагиогранит-мигматитовой, а граниты к гранит-мигматитовой формациям (Магматические ..., 1980); в связи с этим формационный тип комплекса может быть определен как мигматит-плагиогранит-гранитный.

Коссовский комплекс

Интрузивные чарнокитоиды, по вещественному составу соответствующие монцоэндербитам (скв. Сл 18), до настоящего времени обычно рассматривались в составе эндербит-чарнокитового комплекса, породы которого являются мигматитами гранулитовой фации. Это однородные крупнозернистые, массивные зеленовато-темно-серые породы свежего облика. Сложены они плагиоклазом (андезин, реже лабрадор №№ 45—53), редко слабоантипертитовым (45—55 %), пертитовым ортоклазом (15—25), кварцем (9—15), буровато-зеленой умеренно железистой (f = 54—64) роговой обманкой (8—12), железистым (f = 63) гиперстеном (1—8) и рудным минералом, главным образом магнетитом (0,5—6 %). В незначительных количествах присутствуют ярко-бурый биотит (f = 55) и моноклинный пироксен (авгит). Акцессорные минералы представлены апатитом, ильменитом, цирконом и монацитом. Иногда устанавливаются псевдоморфозы серпентина-хлорита и гидроксидов железа. Индивиды плагиоклаза, обычно с простым и полисинтетическим двойникованием, имеют таблитчатую, коротко- и, реже длиннопризматическую форму; индивиды ортоклаза — неправильную и таблитчатую; амфибола и гиперстена — неправильную и шестоватую; кварца — неправильную. Следует отметить также часто идиоморфные выделения магнетита и апатита. В плагиоклазе на границе с ортоклазом иногда наблюдаются мирмекитовые выделения кварца. Структура породы пандиоморфнозернистая.

Рассматриваемые породы отличаются от пород эндербит-чарнокитового и осмоловского комплексов более свежим, без следов катаклаза и милонитизации, обликом и несколько большей меланократовостью. От пород осмоловского комплекса они также отличаются преобладанием плагиоклаза над ортоклазом, заметным количеством гиперстена и низким — биотита, отсутствием сфена.

По химическому составу (см. табл. 8.1), согласно классификации для чарнокитоидов, они являются монцоэндербитами, что по общей классификации для средних магматических пород (Классификация ..., 1981) соответствует диоритам и субщелочным диоритам. В целом для рассматриваемых пород характерна низкая глиноземистость и щелочность, повышенная титанистость. По геохимическим особенностям (см. табл. 8.2) они отличаются от средних магматических пород (по А.П. Виноградову) избытком Co, Sc, Pb, Zn, Mo, Ga, Ba, Zr и дефицитом Cr, Ni, Li и Rb. Отличаются они и от среднего состава пород эндербит-чарнокитового комплекса некоторым избытком V, Sc, Ga, Sr, Rb и Zr и дефицитом Cr и Ni, а также более низкими значениями отношений K/Rb и Be/Rb. Кроме того, чарнокитоиды скв. Сл 18 отличаются от пород эндербит-чарнокитового комплекса и особенностями фракционирования лантаноидов, характеризуясь относительно высокими содержаниями РЗЭ цериевой группы; особенно резко отличаются они по распределению РЗЭ от эндербитов, наиболее близких к ним по химизму, что служит дополнительным свидетельством различного генезиса этих пород. Следует отметить, что по петрогеохимическим особенностям чарнокитоиды скв. Сл 18 в целом довольно близки к гранитоидам осмоловского комплекса, от которых отличаются несколько более низкими содержаниями Cr, Ni и La и более высокими Ga (см. рис. 8.1).

Избыточные в рассматриваемых породах элементы рассеяны преимущественно в породообразующих минералах: Co и Zn — в амфиболе (80 и 600 г/т соответственно) и гиперстене (80 и 300); V, Sc и Ga — в амфиболе (300, 100 и 50 г/т соответственно). Полевые шпаты являются основными носителями Mo (плагиоклаз), Pb и Ba (ортоклаз). Следует отметить, что некоторая часть V и Ga связана с магнетитом (1700—3300 и 120 г/т соответственно), Pb и Zr — с апатитом (200 и 500-2000 г/т), хотя основным концентратором Zr является циркон.

Заметный дефицит в породах Cr и Ni обусловлен низкими содержаниями этих элементов в породообразующих минералах; невысокие содержания их характерны и для магнетитов из этих пород (0—50 и 70—120 г/т соответственно).

В целом породы скв. Сл 18 характеризуются повышенной железистостью (f = 83), высокой титанистостью (t′ = 17,1) и невысокими глиноземистостью (al′ = 1,14) и щелочностью (K_a = 0,47). Они выделяются среди гранитоидов близкого состава в кристаллическом фундаменте Беларуси большей меланократовостью (SiO_2 = 53,89 %), повышенными содержаниями Ti, Fe, Mn, Ca, P, и Sc, а также Pb, Ga, Sr, Ba и Zr, и низкими — Cr и Ni. По петрогеохимическим особенностям они наиболее сопоставимы с гранитоидами осмоловского комплекса (см. рис. 8.1). Биотиты монцоэндербитов характеризуются пониженной железистостью (f = 54,6) и глиноземистостью ($K_{al'}$ = 17). По многим характеристикам (содержания V, Co, Zn, Sr, K, Li и Rb; величина отношений Rb/Sr и Ba/Sr; преобладание Na над K) рассматриваемые породы близки к мантийным гранитоидам андезитового ряда (Геодинамические ..., 1989), но отличаются от пос-

ледних более высокими содержаниями Nb, Pb, Ba и Zr, и по этим характеристикам, а также по величине отношения K/Rb они ближе к мантийным гранитоидам латитового ряда (от которых, в свою очередь, отличаются избытком Co и V и дефицитом K, Li и Rb). Подобная геохимическая специализация гранитоидов, а также сфен-магнетитовая (до 4,5 % магнетита) ассоциация акцессорных минералов с незначительным (0,2 %) количеством ильменита указывают на преобладание I-ой компоненты в составе магмы. С другой стороны, довольно высокое значение параметра A´ (1,46), заметные содержания сравнительно идиоморфного калишпата и другие признаки могут свидетельствовать и о присутствии в составе магмы корового вещества; скорее всего, источник магм имел смешанную (мантийно-коровую) природу. На классификационных диаграммах (см. рис. 8.2) они располагаются как в полях внутриплитных гранитоидов, так и на границе последних с островодужными и, по-видимому, являются (подобно гранитоидам осмоловского комплекса) постколлизионными. Сформировались они в результате взаимодействия базальтовых магм с гранитогнейсовым коровым субстратом в нижних горизонтах земной коры; их внедрение приурочено к карельской эпохе тектогенеза на протоплатформенной (протоконтинентальной) стадии эволюции земной коры региона.

Температуры кристаллизации интрузивных чарнокитоидов Беларуси (675—680°С), полученные по амфибол-гиперстеновому геотермометру, следует рассматривать как заниженные, что связано с неравновесностью слагающей породу ассоциации минералов, образовавшихся на разных этапах кристаллизации. Минеральные ассоциации начального этапа могли возникнуть на больших глубинах в интервале температур 950—1100°С и при значительном давлении; затем, когда частично раскристаллизованная магма проникает в более высокие горизонты земной коры и обогащается водой, ортопироксен становится неустойчивым и сначала кристаллизуются магнетит и кварц (согласно реакции 3 $FeSiO_3$ + 0,5 O_2 = Fe_3O_4 + SiO_2) при температуре выше 760°С, затем гидроксилсодержащие Fe-Mg силикаты, плагиоклаз и т. д. при температуре не ниже 700 °С. На заключительных этапах становления и консолидации тел интрузивных чарнокитоидов, происходивших на сравнительно небольших (3—5 км) глубинах (Шемякин, 1988), температуры кристаллизации остаточного силикатного расплава составляли примерно 680—650°С.

Радиологический возраст чарнокитоидов скв. Сл18, определенный изохронным U-Pb методом (Щербак и др., 1990), составляет 1800±300 млн лет. Значения возраста, полученные для рассматриваемых пород кинетическим Pb-Pb методом, не превышают 1800 млн лет в отличие от данных для пород эндербит-чарнокитового и осмоловского комплексов, для которых при максимуме значений в 1800 млн лет имеются значения в 2240 и 2400 млн лет.

Таким образом, по комплексу характеристик (интрузивная природа, значительные количества гиперстена, свежий облик, более молодой возраст по сравнению с гранитоидами эндербит-чарнокитового и осмоловского комплексов и т. д.) чарнокитоиды скв. Сл18 соответствуют формации гиперстеновых гранитов зон глубинных разломов (Шемякин, 1988) и должны быть выделены в самостоятельный комплекс, для которого предлагается название "коссовский" (по находящемуся поблизости населенному пункту Коссово).

Выгоновский комплекс

Гранитоиды выгоновского комплекса (при характеристике комплекса использованы материалы Н.А. Кожемякиной) слагают Лохозвинский, Выгоновский и Дрогичинский массивы. Лохозвинский массив расположен в южной части Центрально-Белорусского массива, среди бластомилонитов в пределах зоны отрицательных магнитных аномалий. Массив имеет неправильную вытянутую в северо-восточном направлении форму, площадь его составляет 105 км^2. Выгоновский массив расположен южнее Лохозвинского массива, также в пределах зоны отрицательных магнитных аномалий, среди пород амфиболит-гнейсового комплекса и мигматитов. Массив, площадью 1200 км^2, имеет неправильную форму. Дрогичинский массив находится юго-западнее Выгоновского в пределах зоны отрицательных магнитных аномалий, среди пород амфиболит-гнейсового комплекса и мигматитов. Площадь массива составляет 600 км^2.

В пределах рассмотренных массивов преобладают биотитовые (обычно лейкократовые) граниты, характеристика которых ниже дается для Дрогичинского массива. Для биотитовых гранитов характерно неравномерное присутствие реликтов гнейсов в виде гнезд биотита с порфировидными выделениями калиевого полевого шпата; участками граниты имеют полосчатый облик благодаря неравномерному распределению обогащенного биотитом реликтового материала. В отдельных случаях встречаются реликты вмещающих пород с четкими контактами. Во вмещающих породах вблизи от гранитов отмечаются вкрапленники калиевого полевого шпата овальной формы.

Биотитовые граниты — это средне-крупнозернистые, иногда порфировидные породы серовато-розового и розового цвета с массивной текстурой и гранитовой структурой. Породообразующими минералами в них являются плагиоклаз (20—25 %), калиевый полевой шпат (35—45), кварц (30—35), биотит (1—5), роговая обманка (1—2 %).

Плагиоклаз образует овальные, таблитчатые и неправильной формы зерна, представлен олигоклазом, реже андезином. В плагиоклазе редко встречаются еди-

ничные зерна калиевого полевого шпата неправильной формы. По краю зерен плагиоклаза наблюдается альбитовая каемка. Калиевые полевые шпаты представлены микроклином, редко ортоклазом в виде таблитчатых кристаллов и зерен неправильной формы, обычно с решетчатой двойниковой структурой. Состав калиевого полевого шпата — $Or_{84,8-89,6}Ab_{10-14,5}An_{0-0,99}$ (данные Н.А. Кожемякиной). Кварц образует мелкие зерна неправильной формы, присутствующие в интерстициях между другими минералами, реже находящиеся в виде включений в зернах плагиоклаза и калиевого полевого шпата. Роговая обманка представлена неправильными зернами темно-зеленого цвета. Биотит наблюдается в виде чешуек буровато-зеленого цвета, часто замещаемых хлоритом и мусковитом. Из акцессорных минералов присутствуют циркон, апатит, титаномагнетит, магнетит, ильменит, пирит, галенит, молибденит, монацит, гранат и сфен. Среди вторичных минералов встречаются кальцит и эпидот.

Лейкократовые граниты выгоновского комплекса выделяются среди гранитоидов Беларуси высокой глиноземистостью (al′ = 7,06) и невысокими железистостью (f = 77) и щелочностью (K_a = 0,78), повышенными содержаниями Mo, Pb и Sr и пониженными — петрогенных и микроэлементов сидерофильной ассоциации (кроме V), многих цветных металлов, а также некоторых редких литофильных элементов (см. табл. 8.6, 8.7, рис. 8.1). В целом, по составу они близки к гранитам микашевичского комплекса, что позволяет рассматривать их в качестве наиболее поздних дифференциатов известково-щелочной магмы последнего. Следует отметить для гранитоидов этих двух комплексов и сходство химического состава биотитов, характеризующихся близкими значениями умеренно высокой глиноземистости ($K_{al'}$ = 21,3—21,6). В породах выгоновского комплекса иногда отмечаются геохимические аномалии Cu, Ag, Mo, Sn, Nb, Y, Th и W; в них наблюдается широкий спектр (при незначительных содержаниях) акцессорных минералов, в том числе флюорита (до 100 г/т) и турмалина (знаки), что указывает на заметную роль летучих в магматическом расплаве. В кварце из пород комплекса установлен W (6 г/т), а в биотитах Sn (30 г/т). В целом, по большинству петрогеохимических характеристик гранитоиды комплекса наиболее хорошо сопоставляются с геохимическим типом мезоабиссальных гранитоидов известково-щелочного ряда, от которых отличаются более высокими содержаниями Pb и более низкими — Zn, Li и некоторых элементов группы Fe. Известно (Таусон, 1977), что с батолитами гранитоидов этого типа могут быть связаны поля редкометальных пегматитов, а также зоны грейзенизации с кварц-касситеритовым и иным оруденением.

В лейкогранитах выгоновского комплекса установлены две характерные ассоциации акцессорных минералов — преобладающая монацит-ильменит-титаномагнетитовая (до 0,002 %, 0,02 и 0,3 % соответственно), иногда с магнетитом (до 0,03) и флюоритом (до 0,001), и более редкая сфен-магнетитовая (до 1,0 и 1,8 %). Значение характеристики Al′ довольно высокое (1,20), в значительных количествах присутствует сравнительно идиоморфный калишпат. Геохимический тип гранитоидов и перечисленные выше их особенности могут указывать на коровый источник магмы с некоторым количеством I-й компоненты. На классификационных диаграммах (см. рис. 8.2) точка среднего состава гранитоидов комплекса лежит в поле островодужных гранитоидов и области перекрытия полей островодужных и коллизионных гранитоидов (обычно в непосредственной близости от точки среднего состава гранитов микашевичского комплекса). Формирование гранитоидов комплекса могло происходить в обстановке активных континентальных окраин или коллизионной. Несколько повышенная лейкократовость и более высокие содержания Sr, Mo, Sn, Pb и редких литофильных элементов в гранитоидах выгоновского комплекса по сравнению с аналогичными образованиями микашевичского комплекса могут быть обусловлены некоторой удаленностью первых от Осницко-Микашевичского вулканоплутонического пояса.

Возраст лейкогранитов комплекса требует уточнения; учитывая их пространственную близость и сходство по петрогеохимическим характеристикам с гранитоидами микашевичского комплекса, можно полагать, что они могут оказаться несколько моложе по сравнению с наиболее поздними дифференциатами последнего в пределах вулканоплутонического пояса. По-видимому, выделение лейкогранитов в рамках самостоятельного выгоновского комплекса нецелесообразно, их следует рассматривать в составе микашевичского комплекса.

При геохронологическом датировании Pb-Pb кинетическим методом по единичным зернам циркона (Найденков и др., 1994) получены оценки возраста гранитов выгоновского комплекса в 1430 млн лет.

Гранитоиды выгоновского комплекса по вещественному составу, петрохимическим и геохимическим признакам близки к образованиям формации микроклиновых гранитов и мигматитов (Магматические ..., 1980).

Песковский комплекс

Образования комплекса встречаются на Центрально-Белорусском массиве в виде немногочисленных даек диабазов и габбро-диабазов, а также их в различной степени метаморфизованных разностей — метадиабазов, метагаббро-диабазов и аподиабазовых амфиболитов. Последние, практически лишенные офитовых структур, относятся к комплексу в связи с их нахождением в разрезах одних и тех же скважин, наличием постепенных переходов от слабоизмененных диабазов к

полностью амфиболизированным разностям и близостью геохимических характеристик. Породы комплекса обычно прорывают интенсивно гранитизированные и катаклазированные образования мигматит-гранитогнейсового и бластомилонитового комплексов в зонах отрицательных геофизических аномалий Центрально-Белорусского массива, разделяющих блоки, сложенные породами щучинской серии (метабазит-гранулитового комплекса), среди которых также иногда встречаются дайки диабазов песковского комплекса.

Породы комплекса характеризуются темно-серой или черной, часто с зеленоватым оттенком, окраской, массивной текстурой и мелко- или среднезернистой офитовой структурой (реже наблюдаются габбровая, пойкилоофитовая или долеритовая структуры). При достаточно интенсивной метаморфической переработке породы приобретают гнейсоватую текстуру и гранонематобластовую структуру с редкими офитовыми зернами плагиоклаза.

Минеральный состав пород комплекса достаточно прост: преобладают плагиоклаз, моноклинный и ромбический пироксены, в переменных количествах присутствует амфибол, встречаются также нередко биотит, кварц и небольшие количества рудных минералов. Из акцессорных минералов наиболее распространен апатит.

По химизму породы песковского комплекса довольно мало отличаются от пород основного состава других магматических комплексов кристаллического фундамента Беларуси; в частности, наиболее близки они к образованиям кореличского комплекса, от которых отличаются несколько более высокими содержаниями кремнезема (и, соответственно, несколько пониженной основностью), а также более низкими содержаними кальция (значения кальциевости пород песковского комплекса являются минимальными среди всех магматических пород основного состава раннего докембрия Беларуси). Практически отсутствуют различия между породами песковского комплекса и другими основными породами по значениям $K_ф$ и al′; несколько понижена в первых общая щелочность и минимальным является в них величина отношения натрия к калию (табл. 8.8). На диаграмме кремнезем — сумма щелочей точки средних составов пород комплекса лежат преимущественно в поле пород нормальной щелочности. На диаграмме AFM точки составов пород комплекса располагаются вблизи от линии дифференциации пород Скергаардской интрузии.

По геохимическим особенностям (см. табл. 8.8) породы песковского комплекса в целом близки к нормальным породам основного ряда, отличаясь от них несколько повышенными содержаниями V, Sc, Pb, Sn, Zr и Y и пониженными в отдельных разностях содержаниями Cr, Ni, Cu, Sr и Ba. По сравнению с метабазитами других комплексов, в диабазах песковского комплекса несколько повышены Sc, Y, Co и Sn и понижены — Sr, Ba и Cu.

Таблица 8.8

Средние содержания породообразующих окислов (вес. %) и микроэлементов (г/т) в главных разновидностях пород песковского комплекса

Окислы, параметры, микроэлементы	Группы пород			
	1	2	3	4
SiO_2	52,05	44,39	46,58	47,98
TiO_2	1,58	3,7	2,22	1,28
Al_2O_3	14,00	11,13	13,08	13,12
Fe_2O_3	1,86	6,06	4,98	4,09
FeO	10,27	13,42	10,42	10,49
MnO	0,20	0,23	0,22	0,16
MgO	5,80	6,67	7,28	8,25
CaO	9,26	9,08	8,90	8,35
Na_2O	2,24	2,37	2,42	2,21
K_2O	1,00	0,93	0,96	1,00
P_2O_5	0,17	0,35	0,47	0,23
П. п. п.	1,63	1,79	1,91	2,58
Сумма	100,06	100,12	99,44	99,74
Число проб	5	5	7	4
Na_2O+K_2O	3,24	3,30	3,38	3,21
Na_2O/K_2O	2,24	2,55	2,52	2,21
al′	0,78	0,43	0,58	0,58
$K_ф$	67,6	74,5	67,9	63,9
A	26,50	23,51	25,36	24,68
S	32,54	14,54	21,68	23,87
Be	1,1	0,5	0,7	0,7
Sr	140	170	210	130
Ba	100	100	130	100
Sc	74	61	39	79
Y	31	34	56	35
Zr	220	170	87	255
V	300	320	160	280
Cr	140	220	160	100
Co	50	80	42	55
Ni	53	100	71	52
Cu	90	72	55	56
Sn	6,3	6,5	2,8	7,8
Pb	12	14	10	10
Mo	1,0	1,8	0,9	1,9
Число проб	7	8	18	12

Примечание. Названия групп пород: 1 — лейкократовые диабазы и метадиабазы, 2 — меланократовые метадиабазы, 3 — метагаббро-диабазы, 4 — апогаббро-диабазовые амфиболиты.

В целом, средний состав диабазов песковского комплекса близок к составу среднего платобазальта по Р.О. Дэли. Весьма близки породы комплекса к траппам Волыно-Подольского района УКЩ, относимым обычно к долерит-диабазовой формации. Помимо близости вещественного состава, следует учитывать низкую степень метаморфических изменений пород песковского комплекса, обычно не превышающую условий низкотемпературной амфиболитовой фации, которая, к тому же, проявляется весьма локально, очевидно, в узких тек-

тонических зонах; по-видимому, внедрение пород комплекса происходило на достаточно поздних этапах эволюции континентальной земной коры региона, когда она уже приобрела достаточную жесткость, т. е. не ранее конца раннего протерозоя, что наиболее показательно для образований габбро-диабазовой формации, к которой и отнесены породы комплекса.

Мостовский комплекс

Мостовский комплекс гранитоидов выделен на территории Белорусско-Прибалтийского гранулитового пояса, где известны четыре отдельных массива — наиболее крупный Мостовский размером 9х17 км (скважины Щ1, 40, М119, 136, 137, 156) и менее значительные Выгодский (скважины Щ 24, 32, М105, 106), Куренецкий (скважины Кривичи 4, Мл34, Р39) и массив, вскрытый скв. В10. В составе комплекса установлены разновидности от кварцевых монцонитов до гранитов и кварцевых сиенитов. Наиболее распространены разности, соответствующие гранитам, которые присутствуют во всех известных на настоящее время массивах. Реже встречаются кварцевые монцодиориты (скважины Щ1 и М137 Мостовского массива), а также гранодиориты и кварцевые сиениты (скважины Щ15, М136 и 137, Р39 Мостовского и Куренецкого массивов).

Кварцевые монцодиориты, кварцевые сиениты и гранодиориты обычно окрашены в розовато-серый, реже красный цвет; наиболее распространенной окраской гранитов является серовато-розовая или красновато-серая.

Все разности гранитоидов состоят преимущественно из плагиоклаза, микроклина, кварца и биотита со спорадически встречающимися некоторыми другими минералами; граниты отличаются от прочих пород комплекса более высоким содержанием кварца (в среднем 30 %), несколько пониженным содержанием плагиоклаза (35,6) и присутствием мусковита (0,4 %).

Плагиоклаз представлен идиоморфными зернами олигоклаз-андезина №№ 20—38 таблитчатой или неправильной формы, сдвойникованными по альбитовому, альбит-эстерельскому и периклиновому законам. Калиевый полевой шпат обычно представлен микроклином с хорошо выраженной решеткой, реже встречается микроклин-пертит. Форма зерен таблитчатая или неправильная, размеры колеблются в довольно широких пределах от десятых долей миллиметра до 5 см. Для калиевого полевого шпата характерна высокая степень триклинности (0,90—0,96). Микроклин интенсивно замещает плагиоклаз, часто содержит реликты последнего.

Кварцевые монцодиориты, субщелочные граниты и более редко встречающиеся гранодиориты и кварцевые сиениты мостовского комплекса характеризуются (см. табл. 8.6) повышенной железистостью (f = 79—85) и щелочностью (K_a = 0,85—0,86) и умеренной глиноземистостью (al′ = 1,27—3,2). Они резко выделяются среди гранитоидов раннего докембрия Беларуси повышенным содержанием P, F (до 2,6 % F в биотитах, флюорита в породах до 0,024 %), Mo, многими сульфурофильными, редкими литофильными элементами и иногда Ba и Rb, а также обедненностью микроэлементами группы Fe и иногда Zn (см. табл. 8.7, рис. 8.1). В них нередко отмечаются геохимические аномалии Cu, Zn, Mo, Sn, Nb, Y, La, Ce и других РЗЭ, что обусловлено широким спектром присутствующих в гранитоидах рудных и акцессорных минералов, иногда встречающихся в повышенных количествах. Рудопроявления РЗЭ и Cu-Mo в непосредственной близости с гранитоидами комплекса установлены в бластомилонитах участка Шнипки. По большинству петрогеохимических характеристик породы комплекса соответствуют гранитоидам латитового ряда (Геодинамические ..., 1989), хотя и отличаются от последних довольно высокими содержаниями F, Be, Nb, Mo и Pb, сходными с содержаниями этих элементов в редкометальных гранитоидах. Тем не менее, в гранитоидах мостовского комплекса не установлены такие характерные для редкометальных гранитоидов признаки, как низкие содержания редких щелочноземельных элементов и высокие — Li, в связи с чем рассматриваемые гранитоиды не могут быть отнесены к редкометальным. Следует отметить, что гранитоиды латитового ряда, часто слагающие небольшие интрузии в зонах глубинных разломов, очевидно являются высококалиевыми селективными выплавками из мантийного вещества (Таусон, 1977). При этом, материнские калиевые базальтоиды могут содержать, помимо Sr и Ba, ряд некогерентных для базальтовых магм редких элементов, в том числе РЗЭ и F (характерных и для гранитоидов рассматриваемого комплекса). Гранитоиды этого типа характеризуются высокой потенциальной рудоносностью на Mo, Sn, W, Pb и Zn; при этом, вследствие обогащенности летучими и некогерентными элементами, металлогенический интерес представляют не только поздние кислые дифференциаты, но и промежуточные более основные члены ряда, как это имеет место и для образований мостовского комплекса. Связанное с гранитоидами латитового ряда оруденение обычно приурочено к зонам экзоконтактов интрузивных тел и иногда может находиться на значительном удалении от них.

В гранитоидах комплекса установлены две ассоциации характерных акцессорных минералов — преобладающая ортит-сфен-титаномагнетитовая (соответственно до 0,001, 1,6 и 2,9 %) и реже встречающаяся монацит-титаномагнетитовая (до 0,003 и 0,01 %); иногда отмечается присутствие весьма небольших количеств ильменита (до 0,002 %), изредка встречается магнетит (до 2,5 %). Значение характеристики A′ сравнительно высокое (1,1—1,25). На классификационных диаграммах Дж. Пирса (см. рис. 8.2) породы мостовского комп-

лекса попадают преимущественно в поле внутриплитных гранитоидов, иногда в области перекрытия с коллизионными. Очевидно, их можно относить к внутриплитным (анорогенным) мантийно-коровым образованиям, продуктам дифференциации глубинной щелочно-базальтовой магмы с примесью корового материала. Их становление связано с процессами тектономагматической активизации в интервале времени 1700—1500 млн лет, когда в окраинных частях стабилизированной Восточно-Европейской платформы формировались интрузии гранитоидов типа рапакиви. Об этом свидетельствуют значения радиологического возраста, полученные для гранитоидов мостовского комплекса U-Th-Pb (1468 млн лет) и кинетическим Pb-Pb (1500—1650 млн лет) методами, а также изохронная датировка, полученная по цирконам из пород находящегося на границе Литвы и Беларуси Кабелиайского массива гранитоидов марцинконского комплекса, очевидно, являющегося возрастным аналогом мостовского комплекса Беларуси, равная 1505±11 млн лет (Sundblad et al., 1994). Очевидно, мостовский комплекс может коррелироваться и с мазурским комплексом Польши, для пород которого известен возраст 1,47 млрд лет.

По комплексу вещественных характеристик и другим параметрам образования комплекса могут быть отнесены к монцодиорит-гранитной формации в составе габбро-анортозит-рапакивигранитной группы формаций.

Каменецкий комплекс

Образования каменецкого комплекса известны на востоке Центрально-Белорусского массива, где они приурочены к Смолевичско-Дрогичинской шовной зоне. Частично они расположены на территории Минского гранулитового блока, где известно несколько небольших массивов округлой формы, прорывающих породы эндербит-чарнокитового комплекса или интенсивно чарнокитизированные кристаллические сланцы щучинской серии. Аналогичные тела установлены также южнее, в полосе развития пород околовской серии позднего архея или раннего протерозоя; здесь же встречаются также предположительно относимые к каменецкому комплексу небольшие дайки, прорывающие раннепротерозойские гранитоиды Бобовнянского гранитогнейсового массива. Примечательна приуроченность практически всех тел каменецкого комплекса к зоне крупного Минского разлома север—северо-восточного простирания, являющегося западной границей Центрально-Белорусской зоны.

По структурно-текстурным особенностям и вещественному составу можно выделить три главные разновидности пород комплекса (табл. 8.9): практически неизмененные крупнозернистые габбро-долериты мезократового состава, сравнительно слабоизмененные лейкократовые средне-крупнозернистые габбро-долериты, интенсивно биотизированные, иногда частично окварцованные и амфиболизированные тонко-мелкозернистые габбро-долериты или микродолериты. В резко подчиненном количестве встречаются также горнблендиты и рудные габбро-долериты. По-видимому, в состав комплекса могут быть включены также встреченные в отдельных скважинах интенсивно амфиболизированные габброиды, идентичные по составу неизмененным габбро-долеритам.

Таблица 8.9

Средние содержания породообразующих окислов (вес. %) и микроэлементов (г/т) в главных разновидностях пород каменецкого комплекса

Окислы, параметры, микроэлементы	Группы пород			
	1	2	3	4
SiO_2	47,58	50,58	47,64	50,43
TiO_2	2,35	1,32	2,97	0,85
Al_2O_3	15,47	16,35	14,39	11,58
Fe_2O_3	6,30	3,22	7,72	2,92
FeO	6,70	7,23	7,26	8,94
MnO	0,12	0,14	0,14	0,22
MgO	5,07	6,81	4,41	13,47
CaO	8,68	8,43	7,66	6,34
Na_2O	2,96	2,78	2,97	1,90
K_2O	1,48	0,89	1,95	0,69
P_2O_5	1,62	0,40	1,41	0,17
П. п. п.	1,91	1,76	1,68	2,26
Сумма	100,24	99,91	100,20	99,77
Число проб	22	25	12	4
Na_2O+K_2O	4,44	3,67	4,92	2,59
Na_2O/K_2O	2,00	3,12	1,52	2,75
al'	0,86	0,95	0,74	0,46
$K_ф$	71,9	60,5	77,2	46,8
A	28,59	28,45	26,97	20,51
S	27,16	32,00	25,28	24,25
Be	1,2	1,7	2,2	0,8
Sr	560	460	540	200
Ba	860	230	1700	50
Sc	24	29	31	33
Y	29	20	34	17
Zr	520	110	1200	80
V	140	120	160	100
Cr	58	180	30	1000
Co	35	40	25	70
Ni	73	200	25	1300
Cu	67	87	56	150
Sn	2,3	2,6	5,0	2,0
Pb	15	7,6	19	5,0
Mo	1,4	1,2	1,6	2,3
Число проб	10	18	5	3

Примечание. Названия групп пород: 1 — габбро-долериты крупнозернистые мезократовые, 2 — то же лейкократовые, 3 — микродолериты часто окварцованные и биотитизированные, 4 — горнблендиты.

Преобладающие среди пород каменецкого комплекса крупнозернистые или средне-крупнозернистые габбро-долериты — это темно-серые или черные породы с массивной текстурой, диабазовой, габбро-диабазовой, долеритовой, пойкилоофитовой или пойкилитовой структурой, сложенные преимущественно плагиоклазом, моноклинным и ромбическим пироксенами с небольшим количеством кварца, биотита и амфибола. При наложении процессов окварцевания, биотитизации, амфиболитизации и калишпатизации, широко проявленных среди пород комплекса, эти породы приобретают пятнистую или гнейсовую текстуру, обусловленную неравномерным распределением более поздних минералов (биотита, кварца, калишпата и амфибола), и разнозернистый облик с сохранением перечисленных выше структур. Тонкозернистые долериты (микродолериты) также характеризуются массивной текстурой; им свойственны габбро-диабазовая, порфировая и гломеропорфировая структуры. При близком к габбро-долеритам минеральном составе, в долеритах отмечаются повышенные содержания биотита, кварца и калишпата, а также рудных минералов, из которых наиболее обычны магнетит, ильменит и пирит (локально присутствуют также пирротин, пентландит и борнит). Из акцессорных минералов обычны апатит, сфен и циркон; вторичные минералы представлены хлоритом, реже — серпентином (?).

Наиболее характерными общими петрохимическими особенностями пород каменецкого комплекса являются пониженная основность, наиболее низкие среди пород комплексов основных пород Беларуси кальциевость и магнезиальность, а также высокая щелочность, обусловленная, главным образом, высоким содержанием калия, что отражается в низких значениях отношения натрия к калию (см. табл. 8.9). По содержанию щелочей, доходящему до 4,5—4,9 %, и повышенной глиноземистости (0,7—0,9) породы комплекса можно рассматривать как аналоги субщелочных калий-натровых оливиновых базальтов и долеритов; не исключено, однако, что столь высокая щелочность обусловлена частичным привносом щелочей, нарушившим первичный петрохимический облик пород.

Наиболее примечательными чертами геохимии пород каменецкого комплекса (см. табл. 8.9) являются их заметная обогащенность такими литофильными элементами как Ba, Be и, в особенности Zr (содержания последнего в отдельных разностях пород доходят до 1000—1500 г/т), а также существенная обедненность некоторыми сидерофильными элементами (V, Cr, Co); другие сидерофильные и многие халькофильные элементы присутствуют в породах в количествах, близких к среднефоновым для основных пород Центрально-Белорусского массива.

Сопоставление средних составов пород комплекса с типовыми и более детально изученными магматическими породами основного состава позволило выявить значительное сходство габбро-долеритов Центрально-Белорусского массива прежде всего со средним диабазом по Р.О. Дэли. Близки они также к безоливиновым габбро-долеритам смородинского комплекса раннего протерозоя КМА (формация дифференцированных габбро-долеритовых интрузий) и к габбро-долеритам позднего протерозоя западной части Волынского блока УКЩ, где выделяется формация платформенных оливиновых габбро-долеритов (Бухарев, Полянский, 1983). Имеющиеся в нашем распоряжении материалы позволяют предварительно отнести породы комплекса к долерит-диабазовой формации, имеющей ранне- или даже позднепротерозойский возраст.

МАГМАТИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ ОСНИЦКО-МИКАШЕВИЧСКОГО ВУЛКАНОПЛУТОНИЧЕСКОГО ПОЯСА

Протерозой

Волхвинский комплекс

Волхвинский комплекс распространен на юге Беларуси, где представлен различными по составу и структурам метабазитами — метадиабазами, метагаббро-диабазами и метагабброидами, которые встречаются в виде ксенолитов и останцов в гранитоидах нижнепротерозойского микашевичского комплекса, а также в виде даек среди глиноземистых гнейсов кулажинской серии архея. Как самостоятельный магматический комплекс данные породы были выделены в 1981 г. (Аксаментова, 1981); до этого времени они включались в состав микашевичского гранитоидного комплекса в качестве его ранней фазы (Бордон, 1971). Наиболее полно комплекс представлен в пределах Микашевичско-Житковичского выступа, где Микашевичским карьером тела метабазитов вскрыты на глубину более 100 м, что представляет уникальную для Беларуси возможность изучения как их внутреннего строения и условий залегания, так и характера взаимоотношений с вмещающими гранитоидами.

Ксенолиты и останцы метабазитов, присутствующие в гранитоидах, разнообразны по форме и величине: от мелких в несколько сантиметров угловатых или округлых до крупных глыб и пластообразных тел мощностью 10—25 м и протяженностью до 0,5—1,0 км, имеющих довольно крутое падение (45—80°). При этом мелкие ксенолиты часто имеют полосовидное распределение, что позволяет рассматривать их в качестве фрагментов более крупных пластовых тел. Мощность даек, прорывающих гнейсы, колеблется от 1 до 20 м, а длина, по-видимому, не превышает первые сотни метров. Наименее мощные дайки сложены, как правило, тонкозернистыми метадиабазами, тогда как в более мощных преобладают мелко- и среднезернистые разности.

Контакты их с вмещающими гнейсами и гранитоидами обычно резкие, но иногда наблюдаются постепенные переходы с образованием на контакте среднезернистых диоритоподобных пород с характерными бластическими структурами.

Метадиабазы (скважины 2в, 5в, 221в, 230в, 035 и др.) имеют темно-серую, почти черную окраску со слабым зеленоватым оттенком. Главные породообразующие минералы: плагиоклаз-андезин №№ 30—38 (45—55 %), зеленая роговая обманка (30—40), буровато-зеленый биотит (5—10, иногда до 25), эпидот (1—12 %). Изредка встречаются реликтовые зерна моноклинного пироксена, кварц (1—6 %) и микроклин. Акцессорные минералы представлены магнетитом, сфеном, апатитом, пиритом, вторичные — хлоритом, серицитом и лейкоксеном. Плагиоклаз образует беспорядочно ориентированные лейсты, таблитчатые и округло-таблитчатые кристаллы размером от 0,1—0,5 до 2,5—3,0 мм, обладающие реликтовым двойниковым строением. Роговая обманка присутствует в виде короткопризматических кристаллов и зерен неправильной формы, частично или полностью замещенных биотитом. Структура пород обычно афировая, реликтовая призматически-офитовая, изредка порфировая, обусловленная присутствием удлиненно-призматических кристаллов плагиоклаза величиной 1—5 мм. В зависимости от размеров породообразующих минералов среди метадиабазов различаются тонко-, мелко- и среднезернистые разности. Последние имеют призматически-зернистую структуру и могут рассматриваться как породы, переходные к метагабброидам (метагаббро-диабазы).

Метагабброиды (скважины 14в, 209в, 230в и др.) — это крупнозернистые темные породы зеленовато-черного цвета и массивного сложения. По минеральному составу они аналогичны метадиабазам, отличаясь более основным составом плагиоклаза (андезин-лабрадор №№ 35—42). Структура пород реликтовая аллотриоморфно-зернистая с элементами пойкилитовой.

Минеральный состав метадиабазов и метагабброидов свидетельствует об их метаморфизме в условиях низкотемпературной ступени эпидот-амфиболитовой фации, сопровождавшемся широким развитием плагиобластеза. Последний проявился в укрупнении ранних кристаллов плагиоклаза с образованием на их месте округлых зонально- и пятнисто-угасающих зерен олигоклаза (№№ 25—28). При этом породы становятся более лейкократовыми, а структуры их преобразуются в типичные бластические. Вблизи контакта с гранитоидами в метадиабазах возрастает количество биотита и появляется микроклин.

Породы волхвинского комплекса, несмотря на структурные различия, имеют выдержанный химический состав (табл. 8.10). Среднее содержание петрогенных окислов в наиболее распространенных тонко- и мелкозернистых метадиабазах, в %: 49,94 SiO_2; 1,37 TiO_2; 16,58 Al_2O_3; 6,63 Fe_2O_3; 5,46 FeO; 0,15 MnO; 4,94 MgO; 3,56 CaO; 3,66 Na_2O; 1,68 K_2O; 0,19 P_2O_5; 1,54 п.п.п. (среднее из 40 проб) аналогично их содержаниям в среднем типе диабаза по Р.О. Дэли (Четвериков, 1956). Главное отличие — это пониженное количество CaO и MgO и повышенное K_2O. Характерной геохимической чертой пород комплекса (см. табл. 8.10) является резкая обедненность Cr (5—20 г/т), Ni (5—20) и Cu (10—50) и обогащенность Ba (500—1500 г/т). Изредка встречаются разности метадиабазов с более высокими содержаниями Cr (100—600 г/т) и Ni (80—300 г/т). Петрохимически метадиабазы близки к траппам молодых платформ (рис. 8.4).

Дайкообразная и пластообразная форма залегания тел метабазитов, их полнокристаллическая, преимущественно тонко- и мелкокристаллическая структура свидетельствуют о принадлежности бóльшей части пород комплекса к первично гипабиссальным образованиям типа даек и силлов. Внедрение их произошло после формирования кулажинской серии архея и до становления гранитоидов микашевичского комплекса. По аналогии с близкими по составу образованиями северо-западной части Украинского щита (Скобелев, 1987) можно предполагать, что этот процесс происходил примерно 2100—2000 млн лет назад.

Микашевичский комплекс

Микашевичский комплекс представлен серией пород от диоритов до лейкогранитов включительно, тесно связанных пространственно и обладающих общностью структурных, минералогических и химических особенностей. Они широко распространены на юго-востоке Беларуси, где приурочены к полосе шириной 120—160 км, протягивающейся в северо-восточном направлении с северо-запада Украины до района г. Хотимск у восточной границы Беларуси. Первоначально эти породы по аналогии с петрографически сходными гранитоидами, развитыми на северо-западе Украинского щита, относились к осницкому комплексу (Махлин, 1952_2; Бордон, Криводубская, 1969; Пап, 1972), а затем были выделены в самостоятельный микашевичский комплекс (Бордон, 1971), в состав которого первоначально наряду с гранитоидами включались и рассмотренные выше метадиабазы волхвинского комплекса. Породы микашевичского комплекса вскрываются многочисленными скважинами в пределах Микашевичско-Житковичского выступа и в смежных более погруженных частях кристаллического фундамента. Состав и строение его, как и волхвинского комплекса, можно наглядно наблюдать в Микашевичском карьере.

Преобладающими породами микашевичского комплекса являются гранодиориты, кварцевые диориты и биотитовые граниты, менее распространены дио-

Таблица 8.10

Средние содержания петрогенных окислов (вес. %) и микроэлементов (г/т) в породах базитовых и щелочнобазитовых комплексов кристаллического фундамента Беларуси

Окислы, микроэлементы	Группы пород									
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO_2	51,30	48,90	45,85	47,70	43,80	0,31	60,50	51,24	55,00	62,20
TiO_2	1,36	1,24	0,84	2,65	3,83	16,40	0,49	1,57	0,93	0,48
Al_2O_3	16,80	17,60	17,40	17,00	12,00	2,09	15,50	17,50	15,90	17,90
Fe_2O_3	6,13	6,46	2,55	4,70	4,38	0,95	5,63	3,63	3,39	3,02
FeO	5,06	4,57	7,92	8,32	14,80	0,05	1,85	7,82	3,14	1,26
MnO	0,14	0,07	0,14	0,16	0,22	0,44	0,11	0,18	0,13	0,02
MgO	4,32	5,93	9,91	4,04	3,31	0,56	1,51	1,83	1,22	0,24
CaO	7,45	6,69	8,78	7,25	8,20	5,04	1,26	4,87	3,35	0,36
Na_2O	3,78	3,09	2,29	3,61	3,01	7,23	7,12	4,89	4,44	4,05
K_2O	1,74	2,47	0,60	1,85	2,10	0,05	4,36	3,09	3,89	9,57
P_2O_5	0,25	0,36	0,18	0,49	2,05	0,84	0,0	0,87	0,14	0,06
П. п. п.	1,21	2,23	3,44	2,12	2,09	99,86	1,56	2,32	2,21	0,60
Сумма	100,11	99,75	100,00	99,89	99,79	19	99,89	99,81	93,74	99,76
Число проб	12	4	44	21	3	20	5	5	5	5
V	160	170	100	160	4	10	7	8	10	20
Cr	8	16	180	30	<3	7	5	4	8	7
Ni	7	21	280	40	<3	4	9	4	14	4
Co	28	33	60	40	15	20	10	14	10	3
Cu	26	37	80	45	30	35	35	15	90	25
Pb	11	9	10	15	10	60	110	20	50	30
Zn	130	70	85	100	140	1,2	220	100	80	80
Mo	1,1	1,0	1,4	1,3	3,0	9,5	8,8	1,8	2,7	1,0
Sn	1,7	1,3	1,8	2,6	1,5	180	64	4,8	10	4
Sr	620	1000	350	380	320	850	150	490	720	220
Ba	740	600	100	600	1200	7,9	750	900	850	800
Be	1,0	1,2	1,7	2,6	0,9	320	20	5,0	5,7	3,0
Zr	160	170	80	230	430	35	3800	870	850	400
Nb	8,8	8,0	3	9	25	60	75	20	32	30
Y	26	23	25	30	35	6,5	620	65	160	45
Yb	2,4	1,7	2,0	2,5	3	80	60	6	16	4
La	38	40	20	70	55	23	600	35	160	75
Число проб	21	3	40	42	32	65,90	8	11	6	7

Примечание. Названия групп пород: 1 — метадиабазы мелкозернистые волхвинского комплекса, 2 — метагаббро среднезернистое волхвинского комплекса, 3 — оливиновые долериты нагорновского комплекса, 4 — субщелочные долериты и габбро-долериты загорбашского комплекса, 5 — оливиновое щелочное габбро, 6 — щелочнополевошпатовые кварцевые сиениты и 7 — щелочные сиениты ничипоровского комплекса, 8 — мегаплагиофировые трахидолериты, 9 — афировые трахиандезито-базальты, 10 — трахиты.

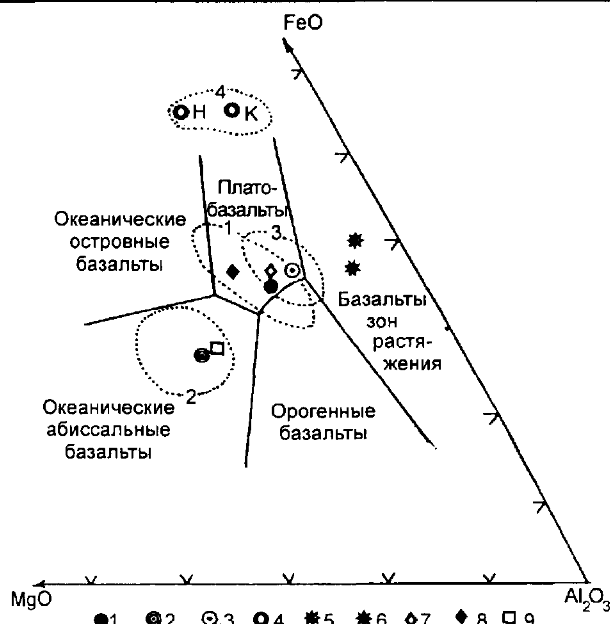


Рис. 8.4. Диаграмма MgO – FeO – Al_2O_3 для базальтоидных и щелочнобазальтоидных комплексов кристаллического фундамента юга Беларуси.

1 — метадиабазы волхвинского комплекса, 2 — оливиновые долериты нагорновского комплекса, 3 — субщелочные долериты загорбашского комплекса, 4 — щелочные габброиды ничипоровского комплекса (н — оливиновые габбро Ничипоровского массива, к — пироксеновые габбро Кличевского массива), 5 — мегаплагиофировые трахидолериты и 6 — афировые трахиандезито-базальты Микашевичско-Житковичского выступа, 7—8 — траппы молодых (7) и древних (8) платформ, по В.А. Кутолину (1972), 9 — "закалённое" габбро Скергаардского интрузива (Уэйджер, Браун, 1970). Точечными линиями оконтурены поля составов пород волхвинского (1), нагорновского (2), загорбашского (3) и ничипоровского (4) комплексов. Сплошными линиями разграничены поля базальтовых серий по Т.Х. Пирсу и др. (Pearce et al., 1978).

риты и лейкограниты, весьма редко встречаются плагиограниты и тоналиты. Все породы имеют близкий минеральный состав. Главные породообразующие минералы представлены плагиоклазом (олигоклаз-андезин № 25—35), решетчатым микроклином, кварцем, зеленой роговой обманкой и биотитом, изредка встречается моноклинный пироксен. Среди акцессорных минералов преобладают магнетит, сфен, апатит, циркон, пирит; вторичные минералы представлены эпидотом, серицитом, хлоритом, лейкоксеном. Структуры пород обычно гипидиоморфно-зернистые средне- и крупнозернистые, иногда призматически-зернистые, часто бластические; текстуры массивные однородные или такситовые, полосчато-пятнистые. Непостоянство структур, а также значительные вариации количественных соотношений главных породообразующих минералов обусло́вливают разнообразие пород комплекса.

Диориты (скважины 3в, 0180, 0183 и др.) представляют собой массивные породы серого и темно-серого цвета. Состоят они из таблитчатых и удлиненно-таблитчатых кристаллов нечетко зонального плагиоклаза величиной 2—6 мм, редко до 10—12 мм, призматических кристаллов голубовато-зеленой роговой обманки, частично замещенной мелкозернистым агрегатом биотита и эпидота, и небольшого количества кварца. С увеличением количества последнего породы переходят в кварцевые диориты (скважины Жт 60, Жт 62, Вишаны 6Р, Червоная Слобода 1Р и др.). Как в тех, так и других присутствует микроклин в виде ксеноморфных или субизометричных зерен размером до 4—10 мм, содержащих реликты плагиоклаза, амфибола и биотита. Микроклинсодержащие разности кварцевых диоритов (субщелочные кварцевые диориты — скважины 0169, 0170, 0200, Солон 43, Петриков 2Р и др.) обычно имеют среднезернистые бластические структуры, обусловленные преобладанием округлых зонально угасающих зерен плагиоклаза, облекаемых мелкозернистым агрегатом биотита, среди которого встречаются реликтовые зерна роговой обманки и скопления кварца и эпидота.

Гранодиориты (скважины 0169, 0203, Глуск 1Р, Холопиничи 1Р и др.) — породы светло-серого и розовато-серого цвета, массивные, состоящие из таблитчатых и неправильно-таблитчатых или округлых зерен плагиоклаза размером от 1—8 до 10—15 мм и субизометричных, широкотаблитчатых и округлых зерен решетчатого микроклина размером 2—8 мм, в промежутках между которыми находятся ксеноморфные зерна или мелкозернистый агрегат кварца, скопления мелкочешуйчатого биотита, эпидота и изредка реликтовые зерна роговой обманки. Характерны крупные (до 2,0—3,5 мм) ромбовидные кристаллы сфена.

Плагиограниты (скважины Горохово 1Р и 3Р) — это серые массивные средне- и крупнозернистые породы, сложенные таблитчатыми и короткотаблитчатыми кристаллами зонального плагиоклаза, ксеноморфными зернами или мозаичными агрегатами кварца и мелкочешуйчатым зеленовато-бурым биотитом (5—10 %). В подчиненном количестве встречаются амфибол и микроклин. Структура пород гипидиоморфно-зернистая, текстура массивная.

Биотитовые граниты (скважины 048, 10—13в, 25в, 230в, 236в и др.) имеют светлую буровато- и серовато-розовую окраску и состоят из округло-таблитчатых и короткотаблитчатых зерен плагиокла́за (олигоклаз-андезин) размером 1—4 мм, иногда до 5—10 мм, субизометричных или ксеноморфных зерен решетчатого микроклина величиной от 1—2 до 5—12 мм и ксеноморфных зерен волнисто угасающего кварца либо его мелкозернистых гранобластовых агрегатов в промежутках между полевошпатовыми зернами. В небольшом количестве присутствует буровато-зеленый биотит, образующий скопления, с которыми ассоциируют эпидот, магнетит, сфен и апатит. В структурном отношении различаются крупно-среднезернистые и мелкозернистые

разновидности гранитов. Для первых характерны типичные гипидиоморфно-зернистые структуры, обусловленные идиоморфизмом полевого шпата по отношению к кварцу, для вторых — бластические структуры, образованные округлыми субизометричными зернами полевых шпатов и мелкогранобластовым кварц-полевошпатовым агрегатом, содержащим небольшое количество эпидота и биотита.

Лейкократовые граниты (скважины 0165, 11в, 222в, 226в и др.) отличаются от биотитовых более высоким содержанием кварца, преобладанием решетчатого микроклина над плагиоклазом и незначительным количеством биотита. Микроклин образует обычно более крупные зерна, чем плагиоклаз (соответственно 5—12 и 2—7 мм). Кварц представлен ксеноморфными зернами, мелкомозаичными агрегатами и идиоморфными округлыми зернами голубовато-серого цвета размером до 5—7 мм. Среди лейкократовых гранитов также различаются крупно-, средне- и мелкозернистые разновидности.

Разнообразие петрографического состава пород находит отражение в значительных вариациях их химического состава (табл. 8.11). По кремнекислотности они охватывают весь диапазон составов плутонических пород от средних с 52—57 % SiO_2 до ультракислых с 75—77 % SiO_2. Так же изменчивы они и по общей щелочности, в зависимости от величины которой выделяются породы нормального известково-щелочного и субщелочного рядов, нередко связанные друг с другом постепенными переходами. Своеобразен микроэлементный состав пород, что выражается в обедненности их Cr, Ni,

Таблица 8.11

Средние содержания породообразующих окислов (вес. %) и микроэлементов (г/т) в главных типах пород микашевичского комплекса

Окислы, микроэлементы	Группы пород							
	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO_2	54,10	55,81	59,30	63,02	66,00	68,24	72,52	75,69
TiO_2	1,17	0,92	0,80	0,70	0,54	0,42	0,32	0,19
Al_2O_3	16,50	18,10	17,00	16,11	15,30	14,89	13,53	12,64
Fe_2O_3	5,20	3,66	3,38	2,68	2,02	1,56	1,36	0,72
FeO	4,57	3,78	3,39	2,46	2,28	1,71	0,97	0,60
MnO	0,10	0,10	0,09	0,10	0,08	0,07	0,04	0,02
MgO	4,27	2,76	3,12	2,17	1,93	1,37	0,77	0,30
CaO	6,83	6,03	4,72	3,32	3,27	2,00	1,42	0,93
Na_2O	3,33	4,16	3,24	3,92	3,61	3,44	3,24	3,12
K_2O	1,50	2,34	2,24	3,71	3,13	4,69	4,84	5,25
P_2O_5	0,25	0,41	0,36	0,20	0,21	0,20	0,10	0,06
П. п. п.	1,86	1,59	1,93	1,45	1,20	1,12	0,83	0,47
Сумма	99,68	99,66	99,57	99,84	99,57	99,71	99,94	99,99
Число проб	5	18	11	30	8	15	34	14
V	80	110	100	90	70	60	30	30
Cr	10	20	10	20	30	20	8	8
Ni	6	12	10	12	20	14	4	5
Co	12	22	20	14	18	8	6	2
Cu	20	25	18	20	40	22	14	10
Pb	10	18	20	20	22	20	26	24
Zn	60	90	90	80	52	50	40	30
Mo	1,0	1,4	1,0	1,4	2,0	1,2	1,1	1,0
Sn	1,8	2,2	2,5	2,4	3,0	2,6	2,3	1,1
Sr	750	950	900	650	650	500	400	400
Ba	700	900	800	1500	1300	1600	1800	1700
Be	1,4	1,4	2,1	1,8	2,5	1,6	1,6	1,2
Zr	160	270	180	230	120	200	140	130
Nb	8	8	9	12	6	15	15	10
Y	25	25	20	20	26	20	18	15
Yb	2,0	2,3	2,4	2,0	2,2	2,0	1,9	1,6
La	40	45		55	58	60	40	55
Rb		65 (4)	76 (1)	135 (2)		154 (1)	88 (1)	126 (1)
Число проб	10	20	11	37	4	13	31	20

Примечание. Названия групп пород: 1 — диориты, 2 — диориты субщелочные, 3 — кварцевые диориты, 4 — кварцевые диориты субщелочные, 5 — гранодиориты, 6 — гранодиориты субщелочные, 7 — биотитовые граниты, 8 — лейкократовые граниты; в скобках указано число проб, отличающееся от общего количества проб в выборке.

Cu, Zr, Nb, Y и Yb и обогащенности Ba. По мере роста кремнекислотности наблюдается снижение концентраций большинства микроэлементов, в том числе и редких литофильных (Zr, Sn, La); стабильно возрастает лишь содержание Ba, Pb и Rb, что прямо связано с увеличением в породах количества калия. Такой характер распределения микроэлементов отличает гранитоиды микашевичского комплекса от типичных интрузивных диорит-гранодиорит-гранитных серий. Характерна унаследованность породами комплекса минерального и химического состава пород субстрата (метадиабазов волхвинского комплекса и гнейсов архея), что позволяет предполагать образование их в результате процессов перекристаллизации и плагиобластеза (Петрология ..., 1974), переходящих в магмообразование.

По геолого-петрологическим особенностям гранитоиды микашевичского комплекса сопоставимы с формациями гранитоидных батолитов "пестрого" состава, широко распространенными в орогенных областях фанерозоя. По образному определению Ю.А. Кузнецова (1964, с. 213), такие батолиты представляют собой "законсервированные магматические очаги, оставшиеся на месте или испытавшие очень незначительные перемещения".

Возрастное положение микашевичского комплекса определяется достаточно четко: формирование его произошло после образования волхвинского комплекса, о чем свидетельствует присутствие в гранитоидах ксенолитов метадиабазов, но до становления гранитов житковичского комплекса. Изотопный возраст гранитов, определенный уран-свинцовым методом по цирконам из лейкогранитов (скв. 222в, гл. 65,6—78,0 м), равен 1970±20 млн лет (Щербак и др., 1990). Близкие значения (по-видимому, несколько омоложенные) ранее были получены свинцово-изотопным методом по цирконам из гранодиоритов (скв. 0169, гл. 198,6—209,1 м) — 1935 млн лет (Пап и др., 1971) и K-Ar методом по биотиту из субщелочных диоритов (скв. Солон 43, гл. 394—399 м) и кварцевых диоритов (скв. Червоная Слобода 1Р, гл. 2120—2126 м) — 1940 и 1930 млн лет соответственно (Герлинг и др., 1962). Возраст аналогичных гранитов, развитых на северо-западе Украинского щита, составляет 1980—1950 млн лет, а гранодиоритов — 2040—2030 млн лет (Гранитоидные ..., 1984; Скобелев, 1987).

Житковичский комплекс

Житковичский комплекс объединяет гранитоиды субщелочного ряда — кварцевые сиениты, граниты, лейкограниты и аляскиты. Этот комплекс пород выделен на юге Беларуси в пределах Микашевичско-Житковичского выступа в процессе геологосъемочных и поисковых работ (А.И. Абраменко, И.П. Бордон, В.Н. Вишневский, Г.Ф. Заржицкий, А.Я. Зингерман, З.В. Криводубская, И.В. Сладков и др.). Первоначально граниты, названные гранитами "житковичского типа" (Пап, 1964_2), относились к коростенскому комплексу среднего протерозоя (Зингерман, 1966; Никитин, Черняховский, 1966). Позже они рассматривались как самостоятельный житковичский комплекс (Бордон, 1971), в состав которого включались также метавулканиты, диабазы и разнообразные сланцы и кварциты. При этом граниты трактовались как метасоматические образования, возникшие в результате перекристаллизации кислых эффузивов и гранитизации пород основного и среднего состава (Петрология ..., 1974). По структурным особенностям различались среднезернистые "житковичские" и крупнозернистые "пятнистые" граниты. Последние впоследствии были названы "нагорновскими" и включались вместе с микашевичскими гранитами в состав осницкого комплекса (Черняховский, 1978). Впервые, как собственно интрузивный комплекс калишпат-пертитовых амфибол-биотитовых и аплитовидных гранитов, житковичский комплекс был выделен М.Н. Воскресенской (1973). Дальнейшее изучение позволило выявить его трехфазное строение (Аксаментова, 1978).

Гранитоиды житковичского комплекса вскрыты более чем 1100 скважинами в пределах Житковичского горста. По геофизическим данным предполагается, что они слагают массив овальной формы площадью около 600 км^2, слегка вытянутый в субширотном направлении.

Преобладают гранитоиды <u>I-ой интрузивной фазы</u>, представленные крупнозернистыми кварцевыми сиенитами (скважины Жт 23, Жт 92, 0632, 0635 и др.), двуполевошпатовыми амфибол-биотитовыми (032, 081, 0549, 0639, 0757 и др.) и щелочно-полевошпатовыми биотитовыми (64п, 017, 075, 0540, 0600, 0756 и др.) гранитами и лейкогранитами (скважины 084, 0135, 0541 0614, 0645 и др.). Различаются они количественными соотношениями главных породообразующих минералов: микроклин-пертита, кислого плагиоклаза (альбит-олигоклаз), кварца, амфибола и биотита. Следует заметить, что в отличие от гранитов микашевичского комплекса во всех разновидностях пород житковичского комплекса присутствует не решетчатый микроклин, а микроклин-пертит с характерными тонкими, реже крупными пятнисто-ленточными пертитами, составляющими до 40 % объема зерен и имеющими равномерное или прямозональное распределение.

Плагиоклаз (альбит-олигоклаз) образует таблитчатые и удлиненно-таблитчатые кристаллы размером от 2,5—3,0 до 5—7 мм, тонко полисинтетически сдвойникованные, обычно пелитизированные и серицитизированные, в центральных частях нередко замещенные тонкозернистым эпидотом. Микроклин представлен субизометричными, неправильно-таблитчатыми или овоидными зернами величиной от 4—6 до 10—25 мм, обладающими четким пертитовым строением. Пертиты обычно мелкие пятнисто-ветвистые или ленточные,

реже грубые, составляющие до 30—40 % площади зерен. Характерно присутствие мелких пойкилитовых вростков плагиоклаза, имеющих иногда концентрически-зональное распределение. Типоморфной особенностью микроклина является невысокая интенсивность рентгеновской термолюминесценции (620—1440 усл. ед.), аналогичная величине термолюминесценции щелочных полевых шпатов гранитов коростенского комплекса Украинского щита (Беспалько и др., 1974; Корнилов, Рокачук, 1980). Кварц располагается в промежутках между полевыми шпатами, образуя ксеноморфные или неправильно-округлые зерна размером 1,5—10,0 мм, имеющие волнистое угасание и часто превращенные в мелкомозаичный гранобластовый агрегат. Амфибол представлен короткопризматическими кристаллами величиной до 2—5 мм темного голубовато-зеленого цвета. Биотит присутствует в виде мелкочешуйчатых агрегатов, частично замещающих амфибол. Цветные минералы образуют кучные скопления, что придает породам характерный пятнистый облик. С цветными минералами всегда ассоциируют магнетит, апатит, крупные (до 0,3 мм) зональные кристаллы циркона и циртолита.

Структуры гранитоидов I-ой фазы крупнозернистые, типичные гипидиоморфно-зернистые. В щелочно-полевошпатовых и лейкократовых гранитах встречаются также микропегматитовые структуры. Породы вдоль зон разломов обычно катаклазированы, местами рассланцованы вплоть до превращения их в тонкосланцеватые и линзовидно-сланцеватые милониты, напоминающие по внешнему виду кварц-серицитовые сланцы и порфироиды.

Ко II-ой интрузивной фазе отнесены среднезернистые щелочно-полевошпатовые лейкограниты — аляскиты (скважины 015, 037, 0682, 0710, 0816 и др.), слагающие линзовидно-вытянутый массив ("трещинная интрузия" по А.Б. Черняховскому, 1978) в центральной части Житковичского горста (см. рис. 3.4). Длина массива составляет 10 км, максимальная ширина — 1,2 км. Вмещающими породами являются крупнозернистые граниты I-ой фазы. Непосредственные контакты между гранитами обеих фаз не наблюдались, но широкое развитие капельного кварца в крупнозернистых гранитах вблизи их контакта со среднезернистыми свидетельствует о термальном воздействии последних на вмещающие породы.

По минеральному составу граниты II-ой фазы — это типичные щелочно-полевошпатовые (однополевошпатовые) лейкограниты, отвечающие классическому понятию аляскитов (Классификация ..., 1981). Микроклин-пертит, составляющий около 90 % от суммарного содержания полевых шпатов, представлен неправильно-субизометричными или таблитчатыми зернами размером 1—4 мм, нередко образующими простые двойники. Кварц присутствует в виде ксеноморфных, иногда субидиоморфных зерен величиной до 2,5 мм, имеющих светло-серую или серовато-голубую окраску. Плагиоклаз (альбит) встречается лишь в виде включений в микроклин-пертите. Биотит представлен мелкими чешуйками зеленовато-бурого цвета. Характерно разнообразие акцессорных минералов, среди которых наиболее распространены магнетит, циркон, циртолит, апатит, флюорит, монацит, ксенотим, пирит, галенит.

Структура аляскитов гипидиоморфно-зернистая (гранитовая) с более или менее проявленным идиоморфизмом микроклина по отношению к кварцу. Встречаются разности с порфировидной структурой, обусловленной наличием в средне- или средне-мелкозернистой, нередко микропегматитовой основной массе субизометричных зерен микроклин-пертита величиной до 5—6 мм. Аляскиты, как и крупнозернистые граниты, катаклазированы и местами рассланцованы, хотя и в меньшей степени. На отдельных участках они подверглись метасоматическим изменениям, приведшим к появлению в породах альбита и эгирина.

III-я интрузивная фаза представлена мелкозернистыми лейкократовыми гранитами и гранит-порфирами, слагающими небольшие дайкообразные тела мощностью от 2—10 до нескольких десятков метров среди среднезернистых аляскитов, реже среди крупнозернистых гранитов I-ой фазы (скважины 037, 085, 0682, 0813 и др.). Контакты мелкозернистых гранитов со среднезернистыми резкие, неровные. Минеральный состав мелкозернистых гранитов близок к аляскитам. Структура пород равномерно-зернистая, чаще порфировидная или порфировая (в гранит-порфирах), обусловленная присутствием субизометричных кристаллов микроклин-пертита величиной 2,5—8,0 мм, реже — кварца. Структура основной массы аллотриоморфно-зернистая или гранофировая.

С аляскитами пространственно и, по-видимому, генетически тесно связаны крупнопорфировые щелочно-полевошпатовые риолиты (скважины 015, 0228, 1102, 1164, 1328 и др.). Они развиты к северо-востоку от массива среднезернистых аляскитов в полосе протяженностью 13 км и шириной 0,3—0,6 км, являющейся как бы его продолжением (см. рис. 3.4), а также в пределах самого массива в виде тонких (2—50 см) прожилков и дайкообразных тел. Контакты их с гранитами четкие с признаками закалки. Риолиты имеют серовато-розовую или розовато-лиловую окраску, массивную, реже реликтовую флюидальную текстуру и, как правило, крупнопорфировую структуру. Вкрапленники в них составляют 10—40 % объема породы и представлены таблитчатыми и широкотаблитчатыми кристаллами микроклин-пертита размером от 1,5—3,0 до 6—15 мм и округлыми, субизометричными, часто оплавленными зернами серовато-голубого кварца величиной до 5 мм. Характерно присутствие гломеропорфировых сростков

кристаллов микроклина, а также кварц-полевошпатовых сростков с гранофировой структурой, что типично для пород субвулканического происхождения. Основная масса имеет кварц-полевошпатовый состав. В ней присутствуют тонкочешуйчатый биотит, пылеватые зерна титаномагнетита, изредка щелочной амфибол. Структура основной массы микроаллотриоморфно-зернистая, иногда реликтовая фельзитовая. Риолиты, развитые в северо-восточной части Житковичского горста, интенсивно рассланцованы и окварцованы, обогащены кианитом (Аксаментова, 1994).

По химическому составу (табл. 8.12) гранитоиды житковичского комплекса принадлежат к K-Na серии субщелочных пород. Они обеднены магнием и кальцием и обладают высокой железистостью. В них наблюдаются пониженные, по сравнению с кларками для кислых пород (Виноградов, 1962), содержания V, Cr, Co, Sr, Ba и повышенные Sn, Zr, Nb, Y, Yb, La (исключение: Nb, La в кварцевых сиенитах и Y, Yb в лейкогранитах I фазы). Обедненность Ba и низкое отношение Ba/Sr отличают граниты житковичского комплекса от более древних гранитоидов. Наименьшие содержания этих элементов характерны для аляскитовых гранитов II и III фаз. В этих породах содержания редкоземельных и редких литофильных элементов (Sn, Be, Nb, Rb) выше, чем в гранитоидах I фазы. Щелочно-полевошпатовые риолиты по

Таблица 8.12

Средние содержания петрогенных окислов (вес. %) и микроэлементов (г/т) в главных типах пород житковичского комплекса

Окислы, микроэлементы	Группы пород						
	1	2	3	4	5	6	7
SiO_2	66,80	70,00	72,60	75,95	76,30	76,50	76,00
TiO_2	0,69	0,41	0,33	0,21	0,16	0,15	0,20
Al_2O_3	14,00	13,60	12,80	11,80	11,60	11,80	11,60
Fe_2O_3	2,60	1,75	2,14	1,38	1,46	1,34	1,76
FeO	3,32	1,96	1,16	0,68	0,64	0,57	0,76
MnO	0,10	0,06	0,03	0,02	0,02	0,03	0,04
MgO	0,90	0,56	0,37	0,29	0,22	0,19	0,25
CaO	1,22	0,92	0,49	0,43	0,47	0,44	0,50
Na_2O	3,76	3,86	3,53	3,25	3,42	3,31	3,06
K_2O	4,88	5,79	5,41	5,09	4,95	4,88	4,82
P_2O_5	0,16	0,08	0,07	0,05	0,03	0,04	0,03
П. п. п.	1,31	0,88	0,86	0,64	0,60	0,62	0,80
Сумма	99,74	99,87	99,79	99,79	99,87	99,87	99,82
Число проб	16	40	74	58	54	20	20
V	35	20	15	20	12	10	10
Cr	8	10	10	12	10	10	10
Ni	8	6	10	14	10	12	8
Co	7	5	3	3	2	2	2,5
Cu	15	15	20	15	20	17	35
Pb	30	30	25	20	30	20	35
Zn	75	75	60	40	65	40	70
Mo	1,8	2,0	1,8	1,2	1,3	1,5	2,1
Sn	5,2	6,0	7,0	2,6	11	5,7	7,3
Sr	300	270	150	190	<100	<100	<100
Ba	1200	950	580	570	170	180	200
Be	2,2	3,2	4,5	2,8	5,6	7,0	4,2
Zr	590	460	450	160	390	240	460
Nb	20	26	33	27	50	45	45
Y	40	45	80	30	120	100	100
Yb	4,5	5,0	8,5	3,5	14	10	13
La	40	100	110	130	160	190	120
Rb	120 (5)	150 (3)	220 (26)	210 (1)	250 (5)	240 (3)	260 (16)
Число проб	23	36	92	39	63	37	28

Примечание. 1—4 — I интрузивная фаза, крупнозернистые гранитоиды: 1 — кварцевые сиениты, 2 — амфибол-биотитовые двуполевошпатовые граниты, 3 — амфиболсодержащие биотитовые щелочнополевошпатовые граниты, 4 — лейкограниты; 5 — II фаза, среднезернистые щелочнополевошпатовые лейкограниты (аляскиты); 6 — III фаза, мелкозернистые граниты, 7 — крупнопорфировые щелочнополевошпатовые риолиты; в скобках указано число проб, отличающееся от общего количества проб в выборке.

химическому составу идентичны аляскитам, что позволяет говорить об их комагматичности.

Изменение концентраций микроэлементов от ранних членов житковичского комплекса к поздним происходит неравномерно. Наиболее резкие изменения наблюдаются при переходе от гранитов I фазы к аляскитам II фазы и от мелкозернистых гранитов к риолитам, что свидетельствует, по-видимому, о прерывистом развитии магматического процесса. По совокупности геологических и петрогеохимических признаков породы житковичского комплекса могут рассматриваться как типичные интрузивно-магматические образования, аналогичные постскладчатым гранитоидам орогенных областей фанерозоя, слагающим многофазные средне- и малоглубинные плутоны, заключительные фазы которых представлены аляскитами, специализированными на редкие литофильные элементы.

Возраст гранитов I фазы определяется на основании результатов изотопного датирования биотитовых щелочно-полевошпатовых гранитов. Изотопный возраст, полученный уран-свинцовым методом по цирконам из крупнозернистых щелочно-полевошпатовых гранитов (скв. 0549, гл. 85,0—111,3 м), равен 1850±50 млн лет (Щербак и др., 1990). Изотопный возраст аляскитовых гранитов II и III фаз не определялся. Ввиду пространственной близости и петрохимического сходства с гранитами I фазы они чаще всего рассматривались в составе одного магматического комплекса (Бордон, 1971; Воскресенская, 1973; Аксаментова, 1978).

Полученные в последние годы новые геологические данные свидетельствуют о существенном разрыве во времени между формированием крупнозернистых гранитоидов I фазы и аляскитов. На это указывает наблюдаемое в разрезе скв. 1328 налегание щелочно-полевошпатовых риолитов на кварцитовидные песчаники белевской свиты, а также наличие в оливиновых долеритах, секущих граниты I фазы, прожилков лейкогранитов. Очевидно, становление гранитов I и II фаз было разделено длительным промежутком времени, в течение которого происходило внедрение даек долеритов и накопление терригенной толщи. Изотопный возраст гранитов пержанского комплекса севера Украинского щита, с которым обычно сопоставляются среднезернистые аляскитовые граниты Житковичского горста (Пап, 1964_2; Бордон, 1971 и др.), определяется в пределах 1790—1730 млн лет (Гранитоидные ..., 1984; Скобелев, 1987), что подтверждает вывод о значительно более молодом возрасте аляскитов.

По-видимому, крупнозернистые гранитоиды (I фаза) и аляскиты (I и II фазы) следует относить к разным интрузивным комплексам. Причем аляскиты, выделявшиеся ранее как граниты "житковичского типа" (Пап, 1964_2) или "житковичские граниты" (Черняховский, 1978), очевидно и составляют собственно житковичский комплекс, тогда как крупнозернистые гранитоиды, всегда четко обособлявшиеся и называвшиеся либо "пятнистыми", либо "нагорновскими" гранитами (Петрология ..., 1974; Черняховский, 1978), могут рассматриваться как самостоятельный интрузивный комплекс, который по местонахождению вблизи д. Березина (Житковичский р-н Гомельской обл.) ряда скважин (64п, 1006,1007,1017, 1032 и др.), вскрывших наиболее распространенные биотитовые щелочно-полевошпатовые граниты, может быть назван "березинским". Правомерность подразделения гранитоидов, слагающих Житковичский массив, на два комплекса определяется еще и тем, что формирование этих гранитоидов, как показывает сопоставление их с однотипными гранитоидами фанерозоя, происходило в различных палеогеодинамических обстановках (Аксаментова, 1996).

Нагорновский комплекс

К нагорновскому комплексу (Воскресенская, 1973) отнесены оливиновые долериты, слагающие многочисленные дайки в пределах Житковичского горста. Дайки ориентированы в северо-восточном направлении и обычно имеют небольшие размеры: протяженность до 1 км и мощность 20—30 м. Среди них выделяется Нагорновская дайка, имеющая длину 17 км и максимальную мощность 300 м и вскрытая большим числом скважин. Дайки прорывают породы житковичской серии и крупнозернистые гранитоиды I фазы житковичского комплекса. Контакты их с вмещающими породами резкие, прямолинейные, часто осложненные зонами рассланцевания.

Оливиновые долериты имеют выдержанный минеральный состав. Главными породообразующими минералами в них являются зональный плагиоклаз (от битовнита № 72—77 до андезина № 42—45; 60—70 %), оливин (гиалосидерит; 17—23) и моноклинный пироксен (авгит; 11—18 %). В подчиненном количестве присутствуют титаномагнетит (0,5—2,0 %) и гиперстен (0,2 %). Акцессорные минералы представлены ильменитом, сфеном, апатитом, пиритом, цирконом, вторичные — актинолитом, тремолитом, хлоритом, серпентином, альбитом, цоизитом, серицитом, лейкоксеном. Структура пород типичная пойкилоофитовая, текстура первично массивная. Долериты почти повсеместно изменены: амфиболизированы, рассланцованы, местами альбитизированы. Неизмененные разности встречаются в виде реликтов в центральной части Нагорновской дайки (скважины 0321, 0408, 0630).

Своеобразен химический состав оливиновых долеритов (см. табл. 8.10). При относительно низком содержании SiO_2, TiO_2 и щелочей в них наблюдается довольно большое количество Al_2O_3 и MgO, что позволяет классифицировать их как высокоглиноземистые оливиновые толеиты. Содержания микроэлементов в

них близки к кларковым для основных магматических пород по А.П. Виноградову (1962). Несколько повышены концентрации Ni и Co и понижены — V, Zn, Sr, Ba, Nb и La. В измененных разностях долеритов наблюдается снижение содержания Al_2O_3, MgO, CaO, Cr, Ni и возрастание количества щелочей, Pb, Zn, Ba, Sn, Be. Минералого-геохимические особенности оливиновых долеритов свидетельствуют о том, что они являются продуктом кристаллизации недифференцированной оливин-толеитовой магмы мантийного происхождения, быстро поднявшейся к поверхности (Черняховский, 1975; Аксаментова, Ганзеева, 1976).

Характерно сходство состава оливиновых долеритов с составом "закаленного" габбро Скергаардского интрузива, который, как считается (Уэйджер, Браун, 1970), отвечает составу родоначальной оливин-толеитовой магмы. Фигуративные точки как тех, так и других располагаются в поле недифференцированных океанических базальтов (см. рис. 8.4). По петрохимическим особенностям, слабой степени дифференцированности и дайкообразной форме проявления оливиновые долериты сопоставимы с интрузивными магнезиальными траппами, развитыми в пределах древних платформ. Внедрение даек оливиновых долеритов, судя по их соотношению с породами других комплексов (прорывают гранитоиды I фазы житковичского комплекса и рассекаются прожилками мелкозернистых лейкогранитов), произошло, по-видимому, в интервале времени от 1850±50 до 1790—1730 млн лет, т. е. примерно 1800±30 млн лет назад.

Загорбашский комплекс

Загорбашский комплекс представлен однообразными по составу субщелочными долеритами и габбро-долеритами, образующими дайки и дайкообразные тела северо-западного простирания в пределах Житковичского горста. Секущее положение их по отношению к доминирующим структурным элементам фундамента этого района и, в частности, к Нагорновской дайке оливиновых долеритов, а также особенности минерального и химического состава и послужили основанием для выделения самостоятельного загорбашского комплекса субщелочных долеритов (Аксаментова, 1986).

Субщелочные долериты (скважины Жт1, 0752—0755, 0982 и др.) слагают обычно короткие (до 1,5 км в длину), но мощные (до 100—150 м) дайки, секущие крупнозернистые и аляскитовые граниты житковичского комплекса. В эндоконтактовых частях даек наблюдается уменьшение степени кристалличности пород, что явно указывает на более позднее время образования долеритов по сравнению с гранитами. Долериты состоят из удлиненно-призматических кристаллов плагиоклаза (андезин-лабрадор), в промежутках между которыми находятся крупные ксеноморфные зерна моноклинного пироксена (авгит переходный к салиту) и скопления мелких округлых зерен железистого оливина — гортонолита. К темноцветным минералам приурочены многочисленные зерна титаномагнетита и ильменита и крупные (до 1—5 мм) игольчатые кристаллы апатита. Кроме них в протолочных пробах М.К. Кошевенко установлены циркон, сфен, рутил, пирит, гранат, флюорит. Структура пород средне- и крупнозернистая пойкилоофитовая, текстура массивная. Обогащенность апатитом и ильменитом долеритов загорбашского комплекса отличает их от близких по минеральному составу и структурам пород нагорновского комплекса.

По химическому составу долериты загорбашского комплекса — это типичные субщелочные породы с относительно небольшим содержанием SiO_2, высоким — TiO_2, P_2O_5 и щелочей (см. табл. 8.10). Для них характерны высокие железистость и глиноземистость, повышенные содержания Sn, Ba, Be, Zr, La и обедненность Cr, Ni, Cu, Nb. По своим петрогеохимическим особенностям долериты близки к основным породам щелочнобазальтовых серий, широко распространенных в областях автономной тектономагматической активизации консолидированных областей. На диаграмме MgO—FeO—Al_2O_3 (см. рис. 8.4) фигуративные точки долеритов загорбашского комплекса располагаются в поле континентальных платобазальтов вблизи его границы с полем базальтов из зон растяжения.

Дискордантное положение даек субщелочных долеритов по отношению к основным структурным элементам кристаллического фундамента Житковичского горста свидетельствует о более позднем их формировании. Дайки прорывают аляскитовые граниты и, в свою очередь, секутся прожилками мелкозернистых сиенитов. Аналогичные по составу дайки (Белокоровичская, Звиздаль-Залесская и др.) на севере Украинского щита прорывают граниты Коростенского плутона и перекрываются породами овручской серии верхнего протерозоя (Бухарев, Полянский, 1983). Изотопный возраст входящих в ее состав риолитов определяется как 1510±5 млн лет назад (Скобелев, 1987). По-видимому, внедрение даек субщелочных долеритов произошло в конце раннего — начале позднего протерозоя (позже 1730, но ранее 1510 млн лет назад).

Ничипоровский комплекс

Ничипоровский комплекс представлен такими сравнительно редко встречающимися типами магматических пород как щелочные габбро и сиениты. Они были вскрыты буровыми скважинами в процессе проведения глубинного геологического картирования на крайнем юге Беларуси и первоначально отнесены к коростенскому комплексу (Г.А. Карпушенко и др.), а позже выделены в самостоятельный ничипоровский комплекс (Железорудные ..., 1974). Условно к нему могут быть также

отнесены субщелочные габбро и сиениты, вскрытые скважинами 12 и 13 в центральной части Беларуси вблизи г. Кличев (Осиповичский р-н Могилевской обл.), слагающие, по-видимому, небольшой интрузивный массив (Кличевский), а также щелочно-полевошпатовые и щелочные сиениты, развитые в пределах Житковичского горста.

На юге Беларуси щелочные габбро и сиениты, судя по геофизическим данным (А.И. Папко и др), образуют два небольших массива диаметром 2 и 4 км — Ничипоровский и Давидковский, располагающиеся соответственно севернее и южнее восточного окончания Овручской впадины. Массивы имеют штокообразную форму и зональное строение. Габбро слагают, по-видимому, их центральную часть, а сиениты развиты по их периферии.

Щелочное габбро Ничипоровского массива, вскрытое скв. Е 12, было детально изучено Д.А. Доминиковской (1973), показавшей своеобразие состава этих пород. Главными породообразующими минералами в них являются зональный плагиоклаз (андезин-лабрадор № 48—52), моноклинный пироксен, оливин, красновато-бурая базальтическая роговая обманка типа баркевикита, калиевый полевой шпат, красновато-коричневый биотит. Акцессорные минералы представлены титаномагнетитом, ильменитом, пирротином, халькопиритом, апатитом, цирконом, вторичные — хлоритом, серпофитом, серицитом, кальцитом. Содержание рудных минералов иногда достигает 5—10 %, апатита — 2—3 %. Характерно присутствие плагиоклаза второй генерации (андезин № 35), развивающегося вокруг кристаллов андезин-лабрадора и содержащего антипертитовые вростки калиевого полевого шпата. В роговой обманке присутствуют многочисленные пойкилитовые включения пироксена, оливина, титаномагнетита, апатита. Структура габбро крупно- и среднезернистая офитовая, текстура массивная. В зависимости от количественного содержания цветных минералов и калиевого полевого шпата состав пород меняется от меланократового, близкого к ультрабазитовому, до лейкократового.

Габбро Ничипоровского массива имеет своеобразный химический состав (см. табл. 8.10): при невысоком содержании SiO_2 для него характерны низкая глиноземистость, высокие щелочность, титанистость и железистость. При этом закисное железо существенно преобладает над окисным. Породы резко обеднены V, Cr, Ni; в повышенных количествах, по сравнению с кларками для основных пород по А.П. Виноградову (1962), в них присутствуют P, Mo, Ba, Zr, Y, Yb и La. По химическому и минеральному составу, обогащенности апатитом и неравномерному, кучному распределению цветных минералов габбро Ничипоровского массива сопоставимо с щелочно-основными породами типа бесфельдшпатоидных разностей меланократовых оливиновых эссекситов — железистыми кенталленитами.

Щелочно-полевошпатовые пироксеновые сиениты вскрыты скв. Е 28 в северной части Давидковского массива. Породы имеют серовато- и буровато-красную окраску, массивную текстуру и сравнительно простой минеральный состав. До 80—85 % объема пород составляет калиевый полевой шпат, представленный таблитчатыми и широкотаблитчатыми кристаллами с зонально распределенными пертитовыми вростками альбита. Размеры кристаллов колеблются от 1—3 до 5—8 мм. Помимо полевого шпата присутствует моноклинный пироксен — феррогеденбергит, образующий призматические кристаллы величиной до 5—7 мм и более мелкие ксеноморфные зерна. В подчиненном количестве встречаются роговая обманка и красновато-коричневый биотит. Акцессорные минералы представлены апатитом, сфеном и титаномагнетитом. Последний образует кристаллы размером до 1—2 мм, обычно включенные в пироксен. Структура сиенитов крупно- и среднезернистая гипидиоморфно-зернистая; на участках существенно полевошпатового состава — аллотриоморфно-зернистая.

Субщелочное габбро Кличевского массива — это массивные крупнозернистые породы темного зеленовато-серого цвета. Состоят они из удлиненно-таблитчатых кристаллов плагиоклаза (андезин № 40) размером до 8 мм и равновеликих призматических и неправильной формы зерен моноклинного пироксена, частично замещенного амфиболом, к которому приурочены выделения кристаллов титаномагнетита, достигающих 5—6 мм. Структура пород офитовая. Так же, как и для габбро Ничипоровского, для габбро Кличевского массива характерно низкое содержание SiO_2 (42,89 %), Al_2O_3 (10,78), MgO (5,27) и CaO (6,65), повышенное содержание щелочей (3,03 Na_2O, 1,82 K_2O) и высокое — железа (19,14 Fe_2O_3, 2,11 % FeO). Отличительной особенностью является преобладание окисного железа над закисным, что обусловлено частичным выветриванием пород (потери при прокаливании составляют 3,70 %), а также более низкое содержание P_2O_5 (0,35 %). Несколько отличается и микроэлементный состав: в габбро Кличевского массива наблюдаются более высокие содержания V (270 г/т), Cr (30), Ni (80), Co (35), Sn (5) и более низкие — Zn (70), Ba (300), Be (1), Zr (200) и Nb (6 г/т).

Щелочно-полевошпатовые кварцевые сиениты слагают тела мощностью (по керну скважин) 10—80 м и более среди среднезернистых аляскитовых гранитов Житковичского массива (скважины 304, 308, 309, 015, 0797, 0800, 0813 и др.), а также тонкие (2—8 м) прожилки в субщелочных долеритах загорбашского комплекса (скважины 0752 и 0816), имеющие резкие контакты с вмещающими породами. Как и сиениты Давидковского массива, щелочно-полевошпатовые кварцевые сиениты состоят, в основном (80—90 %), из микроклинпертита, образующего субизометричные и неправильно-таблитчатые зерна и призматические кристаллы раз-

мером 1—6 мм нередко с широкими простыми двойниками. В подчиненном количестве присутствуют кварц, кислый плагиоклаз (реликты) и цветные минералы (до 5—7 %) — биотит, щелочной амфибол и эгирин. Структура пород аллотриоморфно-зернистая, реже гипидиоморфно-зернистая от мелкозернистой до крупнозернистой; текстура массивная. Вдоль разломов сиениты катаклазированы и рассланцованы. По присутствию щелочных цветных минералов и большому количеству щелочей (в среднем 12,3 %) сиениты тяготеют к породам щелочного ряда. Низкое содержание в них железа, магния и кальция (см. табл. 8.10) отражает их лейкократовый состав. Сиениты обеднены V, Cr, Sr; в повышенных количествах, по сравнению с кларками для кислых пород по А.П. Виноградову (1962), в них присутствуют Sn, Be, Zr, Y, Yb и La.

Щелочные роговообманковые сиениты встречены лишь на одном участке в западной части Житковичского горста, где они слагают жилообразные тела мощностью от 4 до 35 м и более среди оливиновых долеритов нагорновского комплекса (скважины 0739, 0760). Сиениты состоят из субизометричных зерен калиево-натриевого полевого шпата и небольшого количества (5—10 %) цветных минералов, представленных голубовато-зеленой субщелочной роговой обманкой и мелкочешуйчатым бурым биотитом. В эндоконтактовых частях жил цветные минералы составляют до 35 % объема пород. Структура сиенитов крупнозернистая гипидиоморфно-зернистая, текстура массивная. Характерна интенсивная альбитизация пород, выражающаяся в образовании тонкозернистого агрегата альбита вокруг полевошпатовых зерен и по трещинам внутри них. Щелочные сиениты в отличие от щелочно-полевошпатовых содержат меньше SiO_2 и больше MgO, CaO и железа, а натрий в них существенно преобладает над калием. От рассмотренных выше пород они отличаются высокими содержаниями Pb, Zn, Mo, Sn, Be, Zr, РЗЭ (см. табл. 8.10).

Несмотря на некоторые различия, щелочные габброиды и сиениты из разных районов Беларуси имеют сходный минеральный и химический состав, резко выделяющий их среди прочих пород кристаллического фундамента. По своим петрогеохимическим особенностям они сопоставимы с породами дифференцированных щелочнобазальтовых серий — производных глубинных базитовых магм. Появление таких магм в регионе обычно считается показателем рифтогенеза консолидированной земной коры (Магматические ..., 1987). Общность состава, условий и, очевидно, времени образования рассмотренных выше щелочных габброидов и сиенитов кристалического фундамента Беларуси и позволяет рассматривать их (с определенной долей условности) в составе одного магматического комплекса. Его нижняя возрастная граница определяется активными контактами сиенитов с долеритами загорбашского комплекса. K-Ar возраст щелочных (альбитовых) метасоматитов, являющихся, по-видимому, наиболее поздними дифференциатами комплекса, равен 1500±40 млн лет (Аксаментова, Ганзеева, 1976).

Комплекс трахидолеритов — трахитов

В кристалическом фундаменте Микашевичско-Житковичского выступа встречаются маломощные дайки и жилы мегаплагиофировых трахидолеритов, афировых трахиандезитов и трахитов, прорывающие гранитоиды микашевичского и житковичского комплексов и вулканиты кожановичской свиты житковичской серии.

Мегаплагиофировые трахидолериты слагают дайки видимой мощностью до 45 м (скважины 111, 121, 0706 и др.), имеющие закаленные контакты с гранитами и зональное строение. Макроскопически — это темно-серые с зеленоватым или буроватым оттенком массивные породы с отчетливо выраженной порфировой структурой. Вкрапленники составляют до 50—65 % объема породы и представлены широкотаблитчатыми, уплощенно-таблитчатыми и неправильной формы кристаллами плагиоклаза размером от 2—5 мм до 3—6 см, частично деанортизированного и замещенного эпидотом и цоизитом. Основная масса представлена тонкозернистым агрегатом биотита, эпидота, актинолита, кварца и полевого шпата, в котором рассеяны лейсты и мелкие (до 1,0 мм) таблитчатые кристаллы плагиоклаза и разнообразные акцессорные минералы (апатит, сфен, пирит, магнетит, рутил, флюорит). Структура основной массы реликтовая интерсертальная; структура породы в целом — мегаплагиофировая невадитовая. В эндоконтактовых частях даек количество и размеры вкрапленников плагиоклаза резко уменьшаются, что и обусловливает их зональное строение. В этом отношении показательна дайка мощностью 45 м, вскрытая скв. 0706, в которой крупнопорфировые долериты центральной части по направлению к нижнему и верхнему контактам постепенно сменяются долеритами с редкими вкрапленниками величиной не более 1,5 см, а затем афировыми породами. Мощность последних у нижнего контакта 2,5 м, у верхнего — 12 м. Характерно появление вблизи верхнего контакта миндалин размером 2—8 мм, выполненных кальцитом и эпидотом.

Афировые трахиандезиты образуют дайки мощностью от 0,7—2,0 до 20 м, имеющие четкие закаленные контакты с вмещающими породами (скважины 5, 036, 0832, Микашевичский карьер). Породы имеют зеленовато-серую или лилово-серую окраску. Микроскопически устанавливается, что они представляют собой тонкозернистый (0,1—0,2 мм) агрегат полевого шпата, хлорита, эпидота, биотита, серицита и кварца, содержащий обильную примесь пылеватых зерен рудных минералов. В основной массе присутствуют субпараллельно ориентированные лейсты и микролиты

кислого плагиоклаза, изредка калиевого полевого шпата. Структура основной массы реликтовая микролитовая (пилотакситовая, трахитовая), текстура массивная или реликтовая флюидальная. Иногда в основной массе встречаются сноповидные сростки тонких удлиненно-призматических кристаллов калиевого полевого шпата (скв. 0832), что характерно для щелочных базальтов типа абсарокитов и селагитов.

Трахиты слагают маломощные (5—8 м) прожилки и небольшие субвулканические тела среди аляскитовых гранитов (скважины 0688, 0816, 0832) и кислых вулканитов (скважины 018 и 019). Окрашены они в розовато-бурый или зеленовато-бурый цвет, обладают афировой или порфировой структурой. Вкрапленники составляют 10—15 % объема пород и представлены либо крупными (5—6 мм) широкотаблитчатыми кристаллами калиевого полевого шпата, частично замещенного шахматным альбитом, либо зернами кислого плагиоклаза размером 0,5—3,0 мм. Основная масса в трахитах состоит из микроаллотриоморфнозернистого агрегата полевого шпата, содержащего кварц, пылеватые зерна лейкоксенизированного рудного минерала, чешуйки биотита, хлорита и серицита. Акцессорные минералы представлены апатитом, цирконом и монацитом. В афировых разностях в основной массе присутствуют микролиты кислого плагиоклаза и мелкие удлиненно-призматические кристаллы амфибола. Структура таких пород реликтовая трахитовая, а в маломощных прожилках — микросферолитовая; текстура массивная или реликтовая флюидальная.

По химическому составу (см. табл. 8.10) рассмотренные породы занимают промежуточное положение между субщелочными и щелочными сериями пород. Низкое содержание MgO и CaO и повышенная калиевая щелочность трахидолеритов и трахиандезитов сближает их с породами типа тефритов и фонолитов — производных щелочнобазальтовых магм. Это сходство подчеркивается и микроэлементным составом пород — весьма низкими содержаниями V, Cr, Ni и повышенными Ba, Be, Sn, Zr, РЗЭ. Как и интрузивные породы ничипоровского комплекса, они близки к породам щелочнобазальтовых и бимодальных серий, характерных для рифтовых областей и зон растяжения (см. рис. 8.4). Петрографически и по химическому составу трахидолериты и трахиандезиты аналогичны однотипным породам збраньковской свиты овручской серии (Лунько и др., 1971), что позволяет рассматривать их в качестве субвулканических образований, сформировавшихся одновременно с накоплением эффузивов в северной части Украинского щита в начале позднего протерозоя.

МЕТАМОРФИЗМ ОБРАЗОВАНИЙ РАННЕГО ДОКЕМБРИЯ

Первые данные о характере метаморфических преобразований пород фундамента Беларуси, основанные на исследовании химизма породообразующих минералов, были получены А.М. Папом и В.М. Борковской при изучении керна скважин, пробуренных в начале 60-х годов в районе Щучина. В 1969 г. группой исследователей под руководством А.М. Папа были установлены парагенетические ассоциации минералов, характеризующие условия гранулитовой и амфиболитовой фаций в породах архейского возраста, а также метаморфизма амфиболитовой, эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций в породах протерозоя. Эти данные были распространены на всю территорию Беларуси и отображены на первой схематичной карте метаморфических фаций кристаллического фундамента республики, которая несколько позднее была использована при составлении карты метаморфических поясов СССР, опубликованной в 1974 г. Институтом геологии и геохронологии докембрия (г. Ленинград). На этой карте западная часть Беларуси (Центрально-Белорусский массив) трактовалась как область последовательного проявления нескольких этапов регионального метаморфизма — раннеархейского гранулитовой фации умеренных давлений, позднеархейского или раннепротерозойского силлиманит-ортоклазовой субфации фации альмандиновых амфиболитов и среднепротерозойской группы субфаций фации куммингтонитовых амфиболитов. Остальная часть фундамента отличалась от Центрально-Белорусского массива дополнительным проявлением эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций, накладывавшихся на более древние метаморфические толщи.

Дальнейшее изучение процессов метаморфизма нашло отражение в ряде работ А.М. Папа и В.М. Борковской, выполненных в 70-х годах. Эти исследователи установили наличие по меньшей мере двух этапов метаморфизма пород протерозойской околовской серии — раннего прогрессивного в условиях кордиерит-альмандин-ортоклазовой субфации амфиболитовой фации и более позднего регрессивного в условиях силлиманит-альмандин-мусковитовой субфации этой же фации; допускалось, что условия метаморфизма второго этапа могли понижаться до условий эпидот-амфиболитовой фации (Пап, Борковская, 1975). Была установлена также многоэтапность процессов метаморфизма пород фундамента Припятского прогиба, где были выявлены следы древнего гранулитового метаморфизма, на который накладывались метаморфические процессы сначала амфиболитовой, затем эпидот-амфиболитовой фаций (Архипова, Пап, 1977).

Наиболее полной для того времени сводкой данных о метаморфизме пород раннего докембрия Беларуси явилась работа А.М. Папа (1977), в которой были приведены данные об оптических и химических свойствах

главных породообразующих минералов, проанализировано распределение химических компонентов в сосуществующих минеральных фазах и определены температуры фазового соответствия. На основании этих данных были выделены наиболее типичные для архея и протерозоя Беларуси метаморфические фации, распространение которых было показано на мелкомасштабной схеме.

Отдельные аспекты метаморфизма пород докембрия Беларуси изучались и другими исследователями. Так, Г.Г. Доминиковский (1968) охарактеризовал наиболее распространенные минеральные парагенезисы метаморфических комплексов Беларуси и получил сводные парагенетические характеристики равновесий магнезиальных и железистых минералов, являющихся конечными членами идеальных изоморфных рядов. Позднее этим же автором был выполнен физико-химический анализ гнейсов, гранитогнейсов и чарнокитоидов Беларуси, что позволило сделать вывод о главенствующей роли региональной гранитизации в процессе формирования облика большинства пород фундамента (Доминиковский, Доминиковская, 1978). При этом предполагалось, что установленные температуры минерало- и породообразования характеризуют не условия метаморфических процессов, а условия кристаллизации исходных дометаморфических пород (преимущественно андезитобазальтов) и их последующей метасоматической переработки.

В.Е. Островский (1972) проанализировал данные о процессах регрессивного метаморфизма, сыгравших, по представлениям автора, решающую роль при образовании ильменит-магнетитовых руд в метагабброидах кореличского комплекса, рассматривавшихся им как основные кристаллические сланцы гранулитовой фации. Кроме того, он получил данные о низких температурах рудообразования на регрессивном этапе метаморфизма, не превышавших значений 390—400°С (Островский, 1976). По данным изучения газово-жидких включений в минералах им были уточнены условия метаморфизма пород фундамента Припятского прогиба (Островский, Левицкий, 1979).

Начиная с 70-х годов, опубликованы многочисленные работы, посвященные характеристике отдельных породообразующих минералов из пород докембрия (гранатов, амфиболов, пироксенов, полевых шпатов, слюд); при этом часто рассматривались и отдельные вопросы метаморфической петрологии (Шеремет, Илькевич, 1983; Булкин, 1989; Таран, 1989, 1991; Найденков, 1994, 1995 и др.).

МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ

Гранулитовый мегакомплекс

Гранулитовый (иногда определяемый как чарнокит-гранулитовый) мегакомплекс включает в себя образования, первичный метаморфизм которых происходил в условиях гранулитовой фации. По стратиграфической принадлежности и вещественному характеристикам в составе мегакомплекса выделяются три комплекса: метабазит-гранулитовый, соответствующий заборской толще щучинской серии; гнейсо-гранулитовый, соответствующий дитвинской толще щучинской серии и кулажинской серии; кальцифир-гнейсо-гранулитовый, отвечающий рудьмянской толще.

Метабазит-гранулитовый комплекс

Образования комплекса развиты на территории Центрально-Белорусского массива, в пределах Белорусско-Прибалтийского гранулитового пояса (рис. 8.5), где представлены преимущественно кристаллическими сланцами основного состава (основными гранулитами) с подчиненным количеством амфиболитов, редкими прослоями амфиболовых, биотит-амфиболовых или гранат-биотитовых плагиогнейсов и единичными телами гранат-клинопироксеновых эклогитоподобных пород. Преобладающие в составе комплекса основные гранулиты — это породы с нечетко полосчатыми или пятнистыми текстурами, со средне- и крупнозернистыми гранобластовыми структурами, нередко с крупными (до 5 см в поперечнике) порфиробластами темноцветных минералов с характерными извилистыми контурами зерен. Содержание главных породообразующих минералов основных гранулитов характеризуется большой изменчивостью, обусловленной присутствием переменных количеств основного плагиоклаза, относящегося к андезину или лабрадору (5—60 %); амфибола, представленного обыкновенной роговой обманкой, промежуточной между эденитом, паргасит-гастингситом и ферро-чермакитом (0—80 %); моноклинного пироксена, соответствующего обычно авгиту, реже — салит-авгиту или салиту (0—40 %); ромбического пироксена, представленного гиперстеном или феррогиперстеном в гранулитах нормальной основности и алюмогиперстеном в гранулитах повышенной основности (0—30 %). В зависимости от преобладания тех или иных темноцветных минералов различаются существенно амфиболовые, клинопироксеновые, клинопироксен-амфиболовые, двупироксеновые или амфибол-двупироксеновые разности. Ниже приведены наиболее характерные обобщенные минеральные парагенезисы главных разновидностей основных гранулитов гранулит-базитового комплекса:

$Ро_{41-50} + Пл_{66-70} \pm Опи_{39}$, Кпи, Би, рудн;

$Кпи_{46} + Пл \pm Опи$, Би, Кв, рудн;

$Ро_{43-56} + Кпи_{23-25} + Пл \pm Опи_{52}$, $Би_{33\text{-}50}$, Кв, рудн;

$Пл_{61-66} + Кпи_{37-38} + Опи_{47-53} \pm Би$, рудн;

$Пл_{50-64} + Ро_{45-60} + Кпи_{32-47} + Опи_{46-58} \pm Би_{52}$, рудн.

Усредненный минеральный парагенезис глиноземистых гнейсов в разрезах заборской толщи щучинской серии:

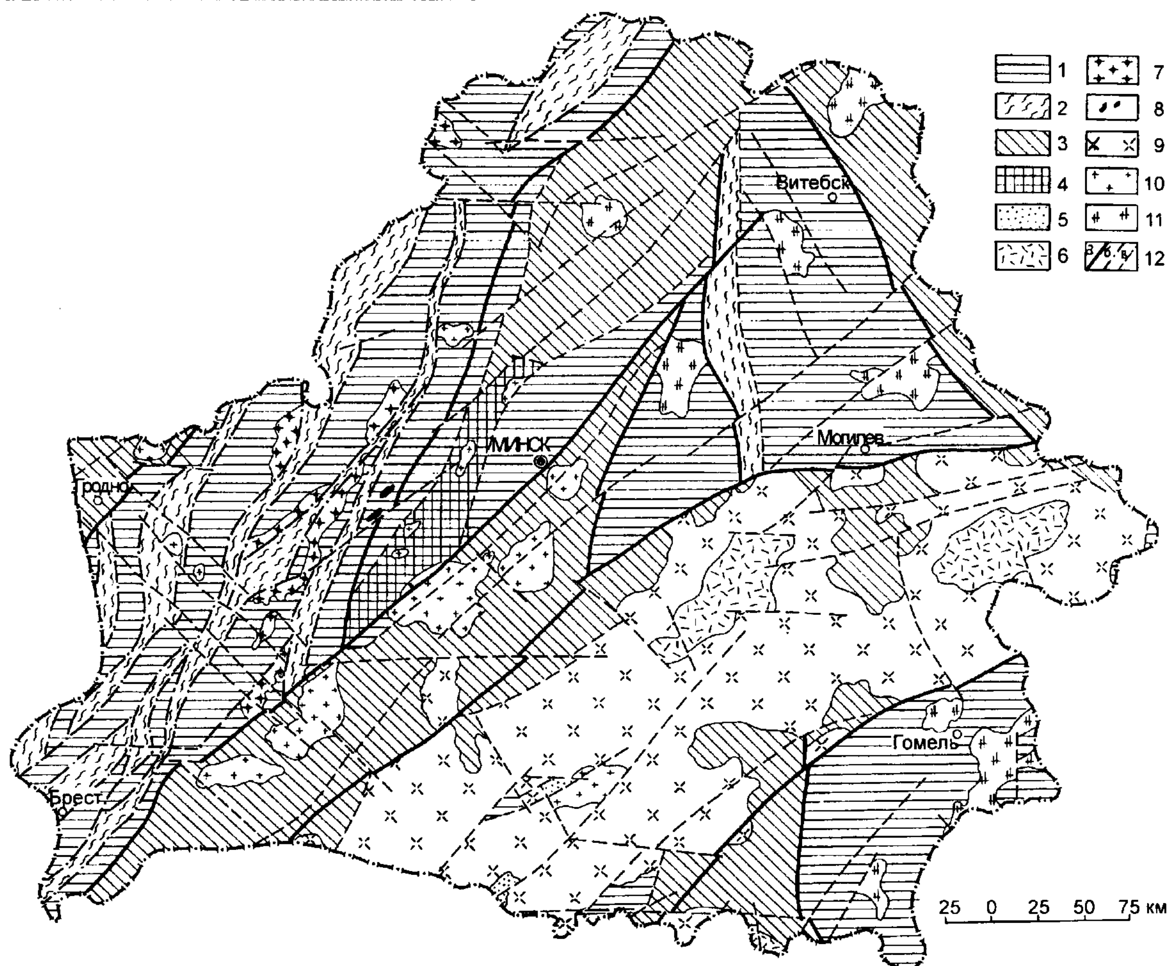


Рис. 8.5. Метаморфические фации кристаллического фундамента Беларуси.

Метаморфические образования: 1 — I этап метаморфизма; гранулитовая (прогрессивная стадия) и высокотемпературная амфиболитовая (монодиафторез) фации нерасчлененные, кианит-силлиманитовая фациальная серия. Гранулитовый комплекс архея (щучинская и кулажинская серии и рудьмянская толща) и мигматиты гранулитовой фации (эндербит-чарнокитовый и голеновский комплексы архея) нерасчлененные. 2 — полиметаморфизм: III— II — I этапы метаморфизма. Последовательное проявление гранулитовой (I этап), высокотемпературной амфиболитовой (II этап) и нерасчлененных низкотемпературной амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой (III этап) фаций, кианит-силлиманитовая фациальная серия. Комплексы диафторитов и высокотемпературных бластомилонитов и мигматиты высокотемпературной амфиболитовой фации (мигматит-гранитогнейсовый / полонский комплекс) верхнего архея или нижнего протерозоя нерасчлененные. 3 — полиметаморфизм: III— II этапы метаморфизма. Высокотемпературная амфиболитовая фация (II этап) с наложенными нерасчлененными низкотемпературной амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой (III этап) фациями. Кианит-силлиманитовая фациальная серия. Амфиболитово-гнейсовый комплекс верхнего архея (озерская и припятская толщи) и мигматиты высокотемпературной амфиболитовой фации (мигматит-гранитогнейсовый / полонский комплекс) верхнего архея или нижнего протерозоя нерасчлененные. 4 — III этап метаморфизма. Нерасчлененные низкотемпературные амфиболитовая и эпидот-амфиболитовая фации, кианит-силлиманитовая фациальная серия. Сланцево-амфиболито-плагиогнейсовый комплекс нижнего протерозоя (околовская серия). 5 — IV этап метаморфизма. Зеленосланцевая фация, андалузит-силлиманитовая фациальная серия. Сланцевый комплекс нижнего протерозоя (житковичская и клесовская серии и белевская свита). 6 — практически неметаморфизованные стратифицированные образования платформенного чехла. Бобруйская и овручская серии верхнего протерозоя.

Магматические образования: 7 — гранитоиды калиевого ряда, завершающие I этап метаморфизма (осмоловский комплекс архея). 8 — габброиды и диабазы, предшествующие метаморфизму высокотемпературной амфиболитовой фации II этапа метаморфизма (кореличский комплекс верхнего архея или нижнего протерозоя). 9 — диорит-гранодиорит-гранитная серия, близкая по возрасту к метаморфизму III этапа (микашевичский комплекс нижнего протерозоя). 10 — гранитоиды калиевого ряда поздне- и постметаморфические (жуховичский, бобовнянский, выгоновский, житковичский, мостовский и марцинковский комплексы нижнего или верхнего протерозоя). 11 — гранитоиды нерасчлененные и предполагаемые по геофизическим данным.

Прочие обозначения: 12 — разломы суперрегиональные (а), региональные (б) и локальные (в).

$Пл_{16-48}$ + Кв + $Би_{36-58}$ + $Гр_{68-80}$ + Орт ± Мкр ± Сил + Мгн + $РПи_{38-49}$, $КлПи_{34-39}$, $Ро_{39-47}$, Цр, Мон, Ап ± Ки, Шп, Пр.

Обобщенный минеральный парагенезис плагиогнейсов в составе заборской толщи щучинской серии:

$Пл_{20-49}$ + Кв + $Би_{34-66}$ ± $Ро_{39-51}$ ± Мгн ± Орт ± Мкр + $РПи_{39}$, КлПи, Ап, Цр.

Диафторированные разности амфиболитов (1), биотитовых (2) и глиноземистых (3) гнейсов заборской толщи представлены следующими обобщенными парагенезисами:

$Ро_{36-65}$ + $Пл_{36}$ + Би + $Акт_{23}$ + Кв (1);

Пл + Кв + $Би_{46-67}$ ± $Ро_{52}$ ± Му ± рудн + ($РПи_{51}$, $КлПи_{36-41}$, Эп) (2);

$Пл_{24-39}$ + Кв + Мкр + $Би_{60-73}$ + $Гр_{80-92}$ ± Му ± рудн (3).

Гнейсо-гранулитовый комплекс

Комплекс развит на территории Белорусско-Прибалтийского гранулитового пояса и Брагинского массива. Разрезы комплекса сложены преимущественно гранат- и силлиманит-гранат-биотитовыми, иногда гиперстенсодержащими, реже — биотитовыми и гиперстен-биотитовыми гнейсами и плагиогнейсами.

Обобщенные парагенезисы глиноземистых гнейсов (1) и плагиогнейсов (2) кулажинской серии:

$Пл_{17-35}$ +Кв + $Би_{43-55}$ + $Гр_{72-78}$ ± Сил + Орт ± Мкр + рудн ± Крд ± Грф + РПи, КлПи, $Ро_{35}$, Цр, Мон, Ап, Сф (1);

$Пл_{34-43, 82}$ + Кв + $Би_{36-43}$ + $Гр_{72}$ + РПи ± Орт + Мгн + КлПи, $Ро_{40-45}$, Ап, Цр (2).

Диафторированные глиноземистые гнейсы представлены следующим минеральным парагенезисом:

$Пл_{28-35}$ + Кв + $Би_{52, 61-68}$ + $Гр_{83-87}$ ± КПШ ± Крд ± Грф ± Му ± рудн. ± Турм.

Кальцифиро-гнейсо-гранулитовый комплекс

Стратиграфически комплекс соответствует образованиям рудьмянской толщи, развитой вдоль восточной границы Белорусско-Прибалтийского гранулитового пояса, разрезы которого характеризуются широким набором различных метаморфических и метасоматических пород и большой сложностью строения. В частности, для разрезов толщи характерны высокожелезистые оливинсодержащие породы типа эвлизитов, карбонатсодержащие породы (кальцифиры, мрамора, в том числе волластонитовые) и различные мономинеральные магнезиально-кальциевые и железистые метасоматиты (пироксенолиты, амфибололиты, гранатолиты и др.); основной же объем толщи слагают различные кристаллические сланцы (двупироксен-амфиболовые, гиперстен-амфиболовые), плагиогнейсы и гнейсы (пироксеновые, амфиболовые, гранат-биотитовые, биотитовые) и амфиболиты. В небольшом количестве присутствуют магнетитовые кварциты, обычно содержащие ряд породообразующих минералов.

Ниже приведены обобщенные минеральные парагенезисы главных типов пород рудьмянской толщи.

Плагиогнейсы гранат-биотитовые (1), биотит-клинопироксен-амфиболовые (2) и гиперстен-амфиболовые (3):

Пл + Кв + Би + Гр ± Ро, КПШ, Грф (1);

Пл + $Ро_{61}$ + КлПи + Би ± РПи, КПШ (2);

$Пл_{29}$ + $Ро_{50}$ + РПи + Би + Кв (3).

Сланцы кристаллические двупироксен-амфиболовые (4), гиперстен-амфиболовые (5):

Пл + $РПи_{57-59}$ + $КлПи_{44-47}$ + $Ро_{56-71}$ ± Би, Кв (4);

$Пл_{49-60}$ + $РПи_{46-59}$ + $Ро_{43-60}$ ± Би, КлПи, Кв (5).

Амфиболиты роговообманковые (7) и пироксеновые (8):

$Пл_{37-39}$ + $Ро_{46-52}$ ± Гр91, КлПи, Кв (7);

$Пл_{53-59}$ + $Ро_{39-40}$ + КлПи (8).

Мономинеральные породы — пироксенолиты (9) и амфибололиты (анхимономинеральные амфиболиты) (10):

$КлПи_{81-87}$ + $РПи_{76-88}$ + $Ро_{82-83}$ + $Гр_{93-96}$ (9);

$Ро_{49}$ ± Пл, Би, Кв (10).

Карбонатные породы — кальцифиры (11), мрамора (12):

Ка + $Ро_{10-19}$ + $Ро_{43}$ + $Гр_{76-94}$ ± Пл, Би, Ол, Кв (11);

Ка + Вол + КлПи (12).

Железистые породы — эвлизиты (13) и магнетитовые кварциты (14):

$РПи_{76-89}$ + $КлПи_{75-83}$ + $Ро_{72-74}$ + $Гр_{88-100}$ + Кв + Мгн ± $Ол_{97}$, Пл, Би (13);

Кв + Мгн ± $Гр_{47-83}$, $РПи_{40-50}$, $КлПи_{51-53}$, $Ро_{46-48}$, $Би_{38-46}$ (14).

Амфиболит-гнейсовый комплекс

Установленные на небольших по площади участках к западу и к востоку от Белорусско-Прибалтийского гранулитового пояса толщи метаморфических пород, в строении которых преобладают мелко- и среднезернистые, часто неравномерно-зернистые биотитовые, амфибол-биотитовые и амфиболовые гнейсы и плагиогнейсы среднего и умеренно кислого состава с прослоями и пачками роговообманковых и пироксеновых амфиболитов с подчиненным количеством гранат- и клинопироксенсодержащих гнейсов, относятся к амфиболит-гнейсовому комплексу. В составе комплекса выделяются: озерская толща в находящейся к западу от Белорусско-Прибалтийского гранулитового пояса Инчукалнской (Восточно-Литовской) складчатой зоне; притокская толща в Смолевичско-Дрогичинской шовной зоне; юровичская толща на территории Осницко-Микашевичского пояса (см. рис. 8.5). Породы комплекса ме-

таморфизованы в условиях высокотемпературной амфиболитовой фации; по ним развиваются различные гранито- и гранодиоритогнейсы, относимые к ультраметаморфическому мигматит-гранитному комплексу.

Главными минералами плагиогнейсов являются плагиоклаз (олигоклаз-андезин №№ 24—41), кварц, мелкочешуйчатый буровато-зеленый биотит и зеленая роговая обманка. По соотношению биотита и роговой обманки выделяются две главные разновидности гнейсов: существенно роговообманковые (роговообманковые и биотит-роговообманковые), соответственно, относительно обогащенные кальцием, и существенно биотитовые (роговообманково-биотитовые и биотитовые), относительно бедные кальцием. В последних может присутствовать гранат альмандинового состава и, очень редко, кордиерит и силлиманит, а также эпидот.

Ниже приведены обобщенные минеральные парагенезисы полевошпатовых амфиболитов (1), богатых (2) и бедных (3) кальцием плагиогнейсов притокской толщи амфиболит-гнейсового комплекса в Смолевичско-Дрогичинской шовной зоне:

Ро$_{34-58}$ + Пл$_{35-40}$ ± Би$_{39-50}$ + Кв, КПш, Эп, рудн (1);

Пл + Кв ± Мкр + Ро$_{53-59}$ + Би$_{54}$ + Мгн + Пр + Ап ± КлПи + Сф + Цр, Серп (2);

Пл$_{24-41}$ + Кв ± Мкр + Би$_{53-70}$ ± Ро + Мгн + Пр ± Гр$_{91}$ ± Му ± Сил ± Крд + Эп, Ап, Сф, Цр, КлПи (3).

На территории Осницко-Микашевичского вулканоплутонического пояса минеральные парагенезисы пород комплекса (юровичской толщи), представленных мелко- и среднезернистыми биотитовыми и роговообманково-биотитовыми, иногда эпидотсодержащими плагиогнейсами с подчиненным количеством прослоев амфиболовых плагиогнейсов и амфиболитов, незначительно отличаются от приведенных выше парагенезисов пород притокской толщи; наиболее существенные отличия заключаются в несколько иных геохимических характеристиках гнейсов, слагающих разрезы комплекса в пределах этих двух структурных единиц. Мелкозернистые плагиогнейсы обычно слагают небольшие участки среди среднезернистых разностей. Они сложены полисинтетически сдвойникованным плагиоклазом (андезином №№ 38—40), мелкочешуйчатым зеленовато-бурым биотитом и небольшим количеством кварца. Иногда присутствует более поздний решетчатый микроклин; участками встречается сине-зеленая роговая обманка.

Среднезернистые плагиогнейсы, состоящие из плагиоклаза, биотита, кварца, микроклина, роговой обманки и эпидота, характеризуются наличием округлых или таблитчатых зерен плагиоклаза, в интерстициях которых расположены более мелкие выделения ксеноморфных темноцветных минералов и кварца. Отсутствие видимых признаков общей деформации пород свидетельствует, очевидно, об образовании среднезернистых плагиогнейсов в результате гранитизации и бластеза мелкозернистых разностей плагиогнейсов, фактически являющихся разновидностью пород типа бластитов.

Ниже приведены обобщенные минеральные парагенезисы пород амфиболит-гнейсового комплекса (юровичской толщи) на территории Осницко-Микашевичского вулканоплутонического пояса — амфиболитов (1), среднезернистых роговообманково-биотитовых эпидотсодержащих (2) и биотитовых (3) плагиогнейсов и мелкозернистых биотитовых плагиогнейсов(4):

Ро$_{39}$ + Пл$_{43}$ + КлПи$_{26}$ ± Би, Кв, рудн (1);

Пл$_{30-40}$ + Кв + Би$_{42-56}$ + Ро$_{37-65}$ + Эп$_{23-27}$ + рудн + Сф ± Мкр + Кум, Ап, Цр, Ка, Хл (2);

Пл$_{26-28}$ + Кв + Би$_{46-63}$ ± Мкр ± Ро + рудн + Эп$_{27}$ + Ап, Цр, Мон, Сф, Ка, Хл (3);

Пл$_{38-40}$ + Би + Кв ± Мкр ± Ро ± Эп + Мгн + Ап, Турм, Ор, Сф, Пр, Ка. Хл (4).

Сланцево-амфиболито-плагиогнейсовый комплекс

В кристаллическом фундаменте Беларуси образования комплекса, стратиграфически соответствующего околовской серии, установлены к востоку от Белорусско-Прибалтийского гранулитового пояса, в Смолевичско-Дрогичинской шовной зоне (рис. 8.6). Комплекс характеризуется большим разнообразием пород, многие из которых не встречаются в составе других докембрийских комплексов региона. В частности, для данного комплекса весьма характерны гнейсы и амфиболиты с куммингтонитом, жедритом и ставролитом, силикатно-магнетитовые кварциты, различные карбонатные и мономинеральные (пироксенолиты, амфибололиты, гранатолиты, биотитолиты) породы. В разрезах комплекса преобладают плагиогнейсы среднего и кислого состава; амфиболиты и другие основные породы имеют подчиненное значение. Среди плагиогнейсов устанавливаются богатые и бедные кальцием разновидности. К первым относятся роговообманковые, биотит-роговообманковые, роговообманково-биотитовые, куммингтонит-роговообманковые и роговообманково-куммингтонитовые (иногда с биотитом и/или гранатом) разновидности, сложенные плагиоклазом (20—80 %), роговой обманкой (5—20) и кварцем (5—20), к которым спорадически добавляются куммингтонит (до 30), биотит (до 20) и гранат (до 10 %). В небольших количествах встречаются также клинопироксен, эпидот и кальцит. Плагиоклаз представлен андезином №№ 31—45; темноцветные минералы часто образуют скопления, иногда обосабливаясь в вытянутые "слойки". Роговая обманка зеленого и сине-зеленого цвета иногда замещает клинопироксен, в свою очередь, замещаясь кальцитом, зеленовато-бурым биотитом, бесцветным или бледно-зеленым куммингтонитом. Среди бедных кальцием плагиогнейсов устанавливаются тонко-мелкозернистые био-

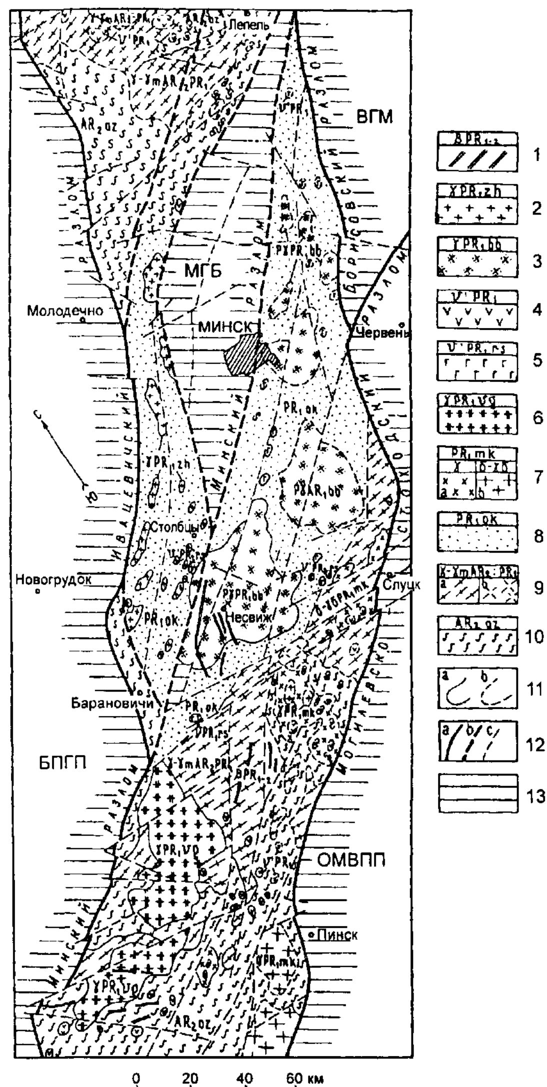


Рис. 8.6. Геологическое строение Смолевичско-Дрогичинской шовной зоны.

Ранний или поздний протерозой: 1 — дайковый комплекс, долериты, габбро-долериты, диабазы, диабазовые порфириты нерасчлененные.

Ранний протерозой: 2 — жуховичский комплекс, лейкограниты плагиоклазовые и плагиоклаз-микроклиновые биотитовые и амфибол-биотитовые, иногда турмалинсодержащие; 3 — бобовнянский комплекс, граниты субщелочные и кварцевые сиениты плагиоклаз-микроклиновые биотитовые и амфибол-биотитовые порфиробластовые гнейсовидные; 4 — основные-ультраосновные породы нерасчлененные; 5 — русиновский комплекс, метагаббро оливиновое и актинолитовое, апогаббровые амфиболиты, актинолититы; 6 — выгоновский комплекс, лейкограниты плагиоклаз-микроклиновые биотитовые; 7 — микашевичский комплекс, гранодиориты и кварцевые диориты (а), граниты (б) плагиоклаз-микроклиновые биотитовые; 8 — околовская серия нерасчлененная, плагиогнейсы и микрогнейсы биотитовые, биотит-амфиболовые, гранат-биотитовые, куммингтонитовые, сланцы амфиболовые, амфиболиты, кальцифиры, магнетитовые кварциты.

Поздний архей или ранний протерозой: 9 — мигматит-гранитогнейсовый (полонский) комплекс, граниты и гранитогнейсы микроклиновые и плагиоклаз-микроклиновые биотитовые и амфибол-биотитовые равномернозернистые и порфиробластовые, мигматиты (а), то же, предполагаемые по геофизическим данным (б).

Поздний архей: 10 — озерская серия, гнейсы биотитовые, амфибол-биотитовые, амфиболовые, амфиболиты.

Прочие обозначения: 11 — границы между структурно-вещественными комплексами с учетом данных бурения (а) и по геофизическим данным (б); 12 — разломы: глубинные суперрегиональные (а), региональные (б), прочие (в); 13 — обрамление Смолевичско-Дрогичинской зоны, образованное на западе и северо-востоке гранулитами архейских структур — Белорусско-Прибалтийского гранулитового пояса (БПГП) и Витебского гранулитового массива (ВГМ), а на юго-востоке — стратифицированными толщами и интрузивными магматическими породами раннепротерозойского Осницко-Микашевичского вулканоплутонического пояса (ОМВПП). МГБ — Минский гранулитовый блок.

титовые, гранат-биотитовые, иногда с куммингтонитом, и мелко-среднезернистые ставролит-кордиерит-гранат-биотитовые, иногда с жедритом, разновидности, состоящие из плагиоклаза (20—80 %), кварца (5—40) и биотита (5—25) со спорадически присутствующими куммингтонитом (до 15), жедритом (до 15), графитом (до 15—20), мусковитом (до 10), гранатом (до 5—7), роговой обманкой (до 3—5 %), силлиманитом, ставролитом и кордиеритом.

Обобщенные минеральные парагенезисы амфиболитов (1) и плагиогнейсов комплекса, богатых (2) и бедных кальцием тонко-мелкозернистых амфиболсодержащих (3а) и мелко-среднезернистых кордиерит-, ставролит- и пироксенсодержащих (3б), приведены ниже:

Пл$_{35-45}$ + Ро$_{37-52}$ + Кв + рудн ± Би$_{37-60}$, Кум, Акт, Кпи, Гр$_{95}$, Жед, Эп, Турм (1);

Пл$_{31-45}$ + Кв + Ро$_{45-61}$ ±Би$_{50-62}$, Кум$_{43}$, Гр$_{95}$, (Кпи) (2);

Пл$_{15-36}$ + Кв + Би$_{31-60}$ + рудн + Ап ± Гр$_{77-89}$, Кум, Ро$_{55}$, Му, Турм, Грф (3а);

Пл + Кв + Би$_{31}$ + рудн + Гр$_{74-80}$ + Крд + Ствр + Ап ± Ждр$_{40}$, Ро$_{47}$, Кпи$_{36}$ (3б).

Приведем также парагенезисы более редких разностей пород комплекса, таких как силикатно-магнетитовые кварциты (4), скарноиды (5), кальцифиры (6), пироксенолиты (7) и биотит-гранат-роговообманковые метасоматиты (8):

Кв + Мт ± Ро$_{73-81}$, Кпи, Би$_{68}$, Гр$_{95}$, Кум$_{73}$ (4);

Кпи$_{61}$ + Гр$_{99-100}$ + Кв ± Ро, Кум, Би$_{53}$, Ка, рудн (5);

Ка + Кпи$_{50-79}$ + Ро$_{55-65}$ ± Кв, Гр, рудн (6);

Кпи$_{79}$ ± Ро$_{25}$, Ка, Гр, Кв, рудн, Ап (7);

Ро$_{60-81}$ + Гр$_{88-95}$ + Би$_{55-68}$ ± Кпи, Кум$_{73}$, Пл, Кв, рудн (8).

Сланцевый комплекс

Сланцевый комплекс, соответствующий такому стратиграфическому подразделению, как житковичская серия, подразделяется на две части: метавулканогенную, представленную порфироидами липаритового состава,

кварцевыми липаритами и трахилипаритами; метатерригенную, в разрезе которой преобладают биотитовые, биотит-хлоритовые, серицитовые, кварц-серицитовые, хлоритовые, кварц-хлоритовые, карбонат-кварц-хлоритовые и другие сланцы, нередко с плагиоклазом, эпидотом, актинолитом; встречаются также кварциты, иногда слюдистые.

Обобщенные минеральные парагенезисы пород комплекса, представленные самыми различными сочетаниями перечисленных выше минералов, здесь не приводятся в связи с их крайней изменчивостью и невозможностью точной диагностики состава парагенезисов в каждом конкретном случае из-за преобладания тонкозернистых структур; кроме того, весьма небольшие размеры минеральных зерен обычно неблагоприятны для выполнения химических анализов мономинеральных фракций, в связи с чем данные по составу минералов, необходимые для расчета величины железистости и различных термобарометрических показателей, обычно отсутствуют. По характеру минеральных ассоциаций можно полагать, что метаморфизм пород комплекса проходил в условиях не выше зеленосланцевой фации при давлениях не выше 2—4 кбар.

Ультраметаморфические комплексы

Эндербит-чарнокитовый комплекс

Среди образований гранулитового мегакомплекса широко развиты породы эндербит-чарнокитового ряда, являющиеся мигматитами, образовавшимися по гранулитам в условиях гранулитовой фации (Борковская, 1974, 1975). Они слагают участки неправильной формы, пятна, прожилки, согласные линзовидно-пластовые тела мощностью от сантиметров до первых десятков метров. Контакты чарнокитоидов с вмещающими породами, обычно представленными основными кристаллическими сланцами или амфиболитами, как правило, нечеткие, размытые. Наиболее распространенным типом пород в составе комплекса являются различные чарнокитоиды — разнозернистые породы с гетеробластовой или порфиробластовой структурой, сложенные плагиоклазом (олигоклаз-андезином и антипертитом), кварцем и калиевым полевым шпатом с небольшим количеством темноцветных минералов, представленных кальциевой роговой обманкой повышенной железистости, клинопироксеном, гиперстеном и биотитом; сравнительно редко встречается железистый гранат. Довольно обычны в составе комплекса также различные разновидности эндербитов, отличающихся от чарнокитоидов лишь заметным преобладанием плагиоклаза и нередко полным отсутствием калиевого полевого шпата.

Обобщенные минеральные парагенезисы чарнокитов (1) и эндербитов (2) представлены ниже:

Пл + КПШ + Кв + $РПи_{65}$ + $Ро_{75}$ + $Би_{45-68}$ + рудн ± $КлПи_{36}$ (1);

Пл + Кв + $Рпи_{46-70}$ + Ро ± КПШ, $КлПи_{48}$, Би, рудн, $Гр_{91}$ (2).

Данные по содержаниям петрогенных и микроэлементов в породах эндербит-чарнокитового комплекса приведены выше (см. табл. 8.1 и 8.2).

Комплекс бластомилонитов

В пределах Белорусско-Прибалтийского гранулитового пояса широко развиты гнейсовидные породы кислого или переходного к среднему состава, определяемые как высокотемпературные бластомилониты (Аксаментова и др., 1983). Эти породы слагают протяженные линейные зоны, разделяющие блоки гранулитов, для которых характерны пониженные значения аномальных геофизических полей. Зоны бластомилонитов прослеживаются на расстоянии в десятки километров при ширине от нескольких сотен метров до 20—25 км.

Обобщенные минеральные парагенезисы приведены ниже для бластомилонитов с реликтовыми минералами исходных пород (1) и для бластомилонитов (ультрабластомилонитов), практически лишенных каких-либо признаков исходных пород (2):

$Пл_{5-18\,(21-32)}$ + Кв + $Би_{30-47\,(56-57)}$ + Мт + Пр ± Орт, $Гр_{68}$, $Рпи_{39-58}$, $Ро_{38-63}$, $Кпи_{44}$, Мон, Цр, Ап, Ор (1);

$Пл_{23-41}$ + Кв + $Би_{46-58}$ ± $Ро_{60}$, КПШ, Му, Гр, Сил, $Эп_{27}$, Кпи, Мт, Цр, Мон, Ап (2).

Подавляющее большинство пород комплекса образовалось в результате милонитизации и перекристаллизации в условиях амфиболитовой фации пород гранулитового эндербит-чарнокитового голеновского и осмоловского комплексов. По степени переработки среди бластомилонитов различают широкую гамму разновидностей от относительно слабо измененных исходных метаморфических и магматических пород, сохраняющих элементы их минерального состава и первичные структуры, до разностей, полностью лишенных подобных признаков. При значительной интенсивности процессов бластомилонитизации образуются тонко- и мелкозернистые нечеткополосчатые породы с линзовидно-сланцеватой текстурой, сложенные однородным (иногда с немногочисленными порфирокластами) агрегатом гранулированного полевого шпата с полосками кварц-полевошпатового состава, в которых присутствуют в небольшом количестве чешуйки биотита и, иногда, зерна роговой обманки. При достижении максимальной степени бластеза породы превращаются в ультрабластомилониты — тонко- и мелкозернистые гнейсоподобные породы существенно лейкократового состава с лепидогранобластовой структурой, которые можно отличить от гнейсов лишь при прослеживании всей гаммы переходов от практически неизмененных пород. Очевид-

но, формирование бластомилонитов происходило одновременно с процессами регионального метаморфизма амфиболитовой фации в обрамлении гранулитового пояса. Свидетельством этого является тождественность минеральных парагенезисов бластомилонитов и верхнеархейских метаморфических толщ, а также близость вещественных характеристик продуктов их калиевого метасоматоза. Отсутствие в бластомилонитах типичных катакластических структур, отчетливая плоскопараллельная ориентировка реликтовых и новообразованных минералов, гранобластовые структуры основной массы пород — все это может рассматриваться как свидетельство одновременности процессов деформации и перекристаллизации при формировании бластомилонитов (Аксаментова и др., 1983).

Содержания петрогенных и микроэлементов в главных типах пород комплекса бластомилонитов приведены в табл. 8.13 и 8.14.

Мигматит-гранитогнейсовый (полонский) комплекс

Породы комплекса широко распространены в фундаменте Беларуси, слагая поля линейных или неправильных очертаний в зонах отрицательных геофизических аномалий. Наиболее характерными породами комплекса на территории Белорусско-Прибалтийского гранулитового пояса являются порфиробластовые массивные и полосчатые гранитогнейсы; реже встречаются грубозернистые и неравномерно-зернистые мигматит-граниты, образующие многочисленные жилы и тела сложной формы среди гранитогнейсов и других пород. Субстратом для гранитогнейсов и мигматитов обычно являлись породы амфиболит-гнейсового, бластомилонитового, осмоловского и, в меньшей степени, гранулитового и эндербит-чарнокитового комплексов.

Порфиробластовые биотитовые и амфибол-биотитовые гранитогнейсы часто полностью слагают непрерывные разрезы скважин видимой мощностью до 100 м. Иногда они слагают среди гнейсов жилообразные тела мощностью в несколько метров. Основная масса пород имеет средне- и мелкозернистые лепидогранобластовые структуры и сложена калиевым полевым шпатом (решетчатым микроклином, реже реликтовым тонкопертитовым ортоклазом), плагиоклазом (от олигоклаза № 19 до андезина № 50) и кварцем с небольшим количеством биотита и амфибола. Полевые шпаты часто представлены крупными порфиробластами субизометричной или овоидной формы размером до 4—7 см, на которые нередко приходится от 15 до 70 % объема породы. Мелкозернистый мозаичный кварц слагает гнездообразные и прожилковидные скопления, корродируя другие минералы, в которых иногда присутствует в виде каплевидных выделений. Темноцветные минералы обособлены в виде тонких прерывистых полосок, "обтекающих" скопления зерен полевых шпатов и их отдельные порфиробласты.

Таблица 8.13

Средний химический состав (вес. %) пород комплекса бластомилонитов

Окислы	Группы пород							
	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO_2	65,48	73,23	67,81	55,19	72,78	51,92	62,55	71,39
TiO_2	0,71	0,45	0,46	0,95	0,40	0,77	0,83	0,36
Al_2O_3	12,40	11,53	10,90	10,72	12,34	19,03	15,73	13,86
Fe_2O_3	2,78	1,66	3,87	10,34	1,97	3,67	3,14	1,34
FeO	5,30	2,72	5,06	8,42	1,24	5,81	3,76	1,67
MnO	0,04	0,05	0,03	0,05	0,05	0,05	0,06	0,07
MgO	3,61	1,59	3,44	5,03	1,67	4,16	2,06	1,06
CaO	2,40	1,75	1,30	1,39	1,96	2,43	4,00	2,36
Na_2o	2,87	4,15	2,52	1,76	2,25	5,17	3,54	3,65
K_2O	2,09	1,37	2,78	3,54	4,55	4,60	2,73	3,28
P_2O_5	0,31	0,13	0,40	0,56 (24)	0,09	0,20	0,31 (4)	0,09
П. п. п.	1,87	1,32	1,36	1,92	1,01	1,49	1,20	0,75
Сумма	99,86	99,95	99,93	99,87	100,31	99,30	99,91	99,88
Число проб	7	4	18	26	9	2	5	9

Примечание. 1—5 — бластомилониты с реликтовыми минералами гранулитовой фации: 1 — биотит-кварц-плагиоклазовые линзокластические умеренно кислого состава, 2 — то же кислого состава, 3 — кварц-плагиоклаз-биотитовые тонкосланцеватые умеренно кислого состава, 4 — кварц-плагиоклаз-магнетит-биотитовые тонкосланцеватые среднеосновного и среднего состава, 5 — биотит-кварц-плагиоклаз-калишпатовые линзокластические и тонкосланцеватые кислого состава; 6—9 — бластомилониты без реликтовых минералов гранулитовой фации: 6 — биотит-кварц-плагиоклазовые линзокластические и тонкосланцеватые среднеосновного состава, 7 — биотит-кварц-плагиоклазовые тонкосланцеватые умеренно кислого состава, 8 — то же кислого состава.

Таблица 8.14

Средние содержания элементов-примесей (г/т) в породах комплекса бластомилонитов

Микро-элементы	Группы пород						
	1	2	3—4	5	6—7	8	9
Ti	0,36	0,27	0,31	0,47	0,37	0,31	0,33
V	65	43	88	93	64	48	58
Cr	34	23	23	70	21	17	37
Ni	29	20	39	62	16	11	21
Co	20	13	35	21	14	11	12
Sc	14	9	12	15	11	9,1	11
Cu	21	23	39	17	30	42	35
Pb	15	14	8,6	16	21	24	22
Zn	34	26	29	40	48	44	56
Mo	1,3	3,6	1,7	1,1	0,86	1,2	1,3
Sn	4,9	3,8	7,1	3,6	4,3	3,4	4,2
Ga	24	22	23	24	22	21	23
Sr	190	190	84	150	350	390	250
Ba	490	690	580	500	850	1300	1200
Be	1,8	1,7	2	2,5	2,1	2,3	1,9
Zr	290	300	190	190	270	210	300
Nb	19	19	20	26	12	13	18
Y	32	29	35	40	30	24	30
Yb	3,2	3,1	3,4	4,5	2,9	2,9	3,3
La	55	51	670	45	51	63	71
Число проб	21	26	27	4	29	15	29

Примечание. Названия групп пород (1—8) см. в примечании к табл. 8.13; 9 — бластомилониты биотит-кварц-плагиоклаз-микроклиновые, иногда гранатсодержащие, тонкосланцеватые умеренно кислого и кислого состава.

Полосчатые амфибол-биотитовые и биотитовые гранитогнейсы отличаются от порфиробластовых разностей отсутствием или незначительным количеством (до 5 %) порфиробластовых зерен полевых шпатов. Структура пород лепидогетерогранобластовая, в случае обогащености биотитом — гранолепидобластовая. Породы сложены решетчатым микроклином, кварцем и плагиоклазом (олигоклазом—андезином №№ 22—37) с небольшим количеством биотита и, реже, роговой обманки.

Мигматит-граниты — это массивные породы кварц-полевошпатового состава, с гетеробластовой, иногда порфиробластовой катакластической структурой, слагающие жилы мощностью от десятков сантиметров до 25 м среди бластомилонитов и гранитизированных пород. Различаются микроклиновые (в среднем 50 % микроклина) и плагиоклазовые (0—15 % микроклина) разности мигматит-гранитов. Их минеральный состав: олигоклаз № 20—28, микроклин и кварц с небольшим количеством биотита (до 1 %) и редкими зернами роговой обманки.

Обобщенные минеральные парагенезисы порфиробластовых (1) и полосчатых (2) гранитогнейсов и микроклиновых мигматит-гранитов (3) гранулитового пояса приведены ниже:

Мкр + $Пл_{19-50}$ + Кв + $Би_{50-72}$ + Мт ± $Ро_{45-65}$, Му, Эп ($Кпи_{40-42}$, $Гр_{93}$, Ап, Сф) (1);

Мкр + Кв + $Пл_{15-37}$ + $Би_{37-63}$ + рудн ± $Ро_{51}$, Кпи, Ап (2);

Мкр + Кв + $Пл_{20-28}$ + $Би_{38-65}$ + рудн ± $Ро_{44}$, Му, $Гр_{87-99}$, Ап (3).

Несколько особняком в составе мигматит-гранитогнейсового комплекса находятся встречающиеся только в пределах Кореличской зоны гранулитового пояса гнейсовидные породы, являющиеся, скорее всего, гранитизированными бластомилонитами по габброидам и апогаббровым амфиболитам кореличского комплекса. Это мелко- и среднезернистые породы с гнейсоватой, неясно полосчатой и линзовидно-пятнистой текстурой, нематолепидогранобластовой и лепидогранобластовой структурой, часто осложненной явлениями катаклаза и милонитизации. Минеральный и химический состав пород весьма непостоянен; встречаются разности пироксен-биотит-амфиболовые плагиоклазовые и двуполевошпатовые средне-основного и среднего состава, амфибол-биотитовые и биотитовые плагиоклазовые и двуполевошпатовые разности умеренно кислого состава и биотитовые двуполевошпатовые разности кислого состава. Главными породообразующими минералами

гнейсовидных пород Кореличской зоны являются плагиоклаз № 11—36, решетчатый микроклин, кварц, зеленовато-бурый биотит, зеленый или голубовато-зеленый амфибол, иногда клинопироксен; в акцессорных количествах изредка встречается ортопироксен. В относительно повышенных количествах присутствуют рудные минералы — ильменит, магнетит и пирит.

Ниже приведены обобщенные минеральные парагенезисы гнейсовидных пород Кореличской зоны для следующих разностей: пироксен-биотит-амфиболовых среднего состава (1), амфибол-биотитовых и биотитовых умеренно кислого состава (2) и биотитовых кислого состава (3).

Пл$_{11-26}$ + Мкр + Ро$_{39}$ + Кв + рудн + Би + Кпи$_{29}$ + Ап, Сф, Ка, Эп (1);

Пл$_{20}$ + Мкр + Кв + Би$_{40-56}$ + рудн + Ро$_{22-63}$ + Ап, Сф, Ка, КПи$_{19}$, РПи$_{24}$, Эп$_{30}$ (2);

Мкр + Кв + Пл + Би + Мт ± Му, Ро, Ап, Сф (3).

В южной части Смолевичско-Дрогичинской шовной зоны и смежных частях Осницко-Микашевичского вулканоплутонического пояса установлены крупнозернистые биотитовые гранитогнейсы массивной, грубополосчатой или "очковой" (порфиробластовой) текстуры, лепидогетерогранобластовой структуры с элементами бластокатаклаза. По минеральному составу и структурным особеностям эти породы близки к среднезернистым биотитовым гнейсам амфиболит-гнейсового комплекса, развитым на этой же территории. Сложены гранитогнейсы плагиоклазом (олигоклазом-андезином), решетчатым микроклином, кварцем, мелкочешуйчатым зеленовато-бурым биотитом; спорадически присутствуют амфибол и эпидот. Их обобщенный минеральный парагенезис:

Мкр + Кв + Пл$_{24-34}$ + Би$_{48-70}$ ± Ро, Эп, рудн.

Среди образований мигматит-гранитогнейсового комплекса геохимически наиболее детально изучены анатектические мелко-среднезернистые микроклиновые лейкограниты и неравномерно-зернистые (до пегматоидных) мигматит-граниты и гранитогнейсы. Первые по петрогеохимическим особенностям (см. табл. 8.6, 8.7) близки к анатектическим лейкогранитам голеновского комплекса. Они характеризуются повышенными железистостью (f = 87), глиноземистостью (al′ = 4,41) и щелочностью (K_a = 0,82), обогащены P и обеднены Mg, Ca, Sc, Cr и некоторыми сульфурофильными и редкими литофильными элементами (см. рис. 8.1). В мигматит-гранитах и гранитогнейсах имеет место определенная унаследованность состава субстрата, в связи с чем наблюдаются различия в химизме данных пород в разных структурах фундамента Беларуси (Архипова, 1993). Так, в мигматитах Осницко-Микашевичского вулканоплутонического пояса устанавливаются более высокие содержания K, Ga, Ba, V, Sc и Zr и более низкие — Cu, Y и Yb, чем в аналогичных породах Белорусско-Прибалтийского гранулитового пояса и Смолевичско-Дрогичинской шовной зоны; для мигматитов последней весьма характерны невысокие содержания Ba. В целом, все гранитоиды комплекса довольно хорошо сопоставимы с геохимическим типом ультраметаморфических гранитов (Тасон, 1977), от которых отличаются несколько повышенными содержаниями Cu, Pb и элементов группы Fe, а также иногда невысокими (в породах Смолевичско-Дрогичинской шовной зоны и анатектических лейкогранитах) содержаниями Ba. Геохимический тип анатектических лейкогранитов, высокое значение характеристики A′ (1,16), преобладание K над Na свидетельствуют об их коровой природе (S-тип). На классификационных диаграммах (см. рис. 8.2) они попадают преимущественно в поле коллизионных гранитов. Можно полагать, что широкое проявление процессов гранитизации в условиях амфиболитовой фации, доходившее вплоть до выплавления анатектических гранитов в коллизионной обстановке, было приурочено к стадии становления гранитно-метаморфического слоя земной коры континентального или переходного типа. Возможно, было несколько подобных этапов гранитизации, о чем свидетельствуют предварительные датировки возраста гранитов комплекса, полученные кинетическим Pb-Pb методом по цирконам, соответствующие значениям 3,0—2,6 и 2,0—1,8 млрд лет.

ЭВОЛЮЦИЯ ПРОЦЕССОВ МЕТАМОРФИЗМА В РАННЕМ ДОКЕМБРИИ БЕЛАРУСИ

В строении кристаллического фундамента Беларуси принимают участие несколько крупных метаморфических комплексов, образованных в ходе самостоятельных этапов развития региона и сложенных различными породами, испытавшими региональный метаморфизм в разных условиях (Геология ..., 1996). Метаморфические комплексы сопровождаются специфическими ультраметаморфическими и, нередко, интрузивными магматическими образованиями, наличие которых облегчает выделение метаморфических комплексов, подчеркивая специфику условий их формирования. Наиболее древним (раннеархейским ?) принимается в настоящее время гранулитовый мегакомплекс, подразделяющийся на несколько комплексов, соответствующих наиболее крупным стратиграфическим подразделениям архея региона: метабазит-гранулитовый (щучинская серия, заборская толща), гнейсо-гранулитовый (кулажинская серия и дитвинская толща щучинской серии) и кальцифир-гнейсо-гранулитовый (рудьмянская толща). Позднеархейскому этапу развития предположительно соответствует амфиболит-гнейсовый комплекс (озерская, притокская и юровичская толщи); для раннепротерозойского этапа основные события литогенеза и метаморфизма отображены в вещественном составе двух комплек-

сов: сланцево-амфиболит-плагиогнейсового, соответствующего околовской серии, а также сланцевого, соответствующего житковичской серии. Очевидно, формирование вышеперечисленных комплексов происходило на протяжении ряда самостоятельных этапов регионального метаморфизма; на настоящий момент при анализе данных по термо- и барометрии пород фундамента Беларуси может быть выделено четыре таких этапа.

На 1 этапе метаморфизма были сформированы метаморфические породы гранулитового мегакомплекса. Параметры метаморфизма наиболее распространенных пород метабазит-гранулитового комплекса (амфибол-двупироксеновых кристаллических сланцев), установленные на основании анализа минеральных парагенезисов, оцениваются в 640—870°С (при максимуме значений в интервале 740—760°С). Локально встречающиеся в составе комплекса гранатсодержащие кристаллические сланцы образовались при температурах 620—700°С и давлениях 5,5—5,7 кбар, что соответствует, очевидно, термодинамическим параметрам регрессивной стадии 1 этапа метаморфизма, происходившего в условиях высокотемпературной амфиболитовой фации умеренной глубинности (табл. 8.15). Для глиноземистых гнейсов гнейсо-гранулитового комплекса также получены преимущественно пониженные температуры, составляющие в среднем 650—670°С (при колебаниях от 625 до 705°С), и давления порядка 6,9—8,5 кбар (при колебаниях от 5,5 до 10 кбар), что соответствует условиям амфиболитовой фации, проявлявшимся на регрессивной стадии 1 этапа. Лишь немногочисленные реликтовые значения температур в 720—785°С позволяют устанавливать параметры, соответствующие прогрессивной стадии метаморфизма пород гнейсо-гранулитового комплекса, происходившей в условиях гранулитовой фации умеренных давлений. Таким образом, по большинству значений температур и давлений можно установить, что условия прогрессивного метаморфизма 1 этапа соответствовали условиям гранулитовой фации умеренных давлений. Регрессивная стадия этого этапа отвечала условиям высокотемпературной амфиболитовой фации умеренных давлений.

С завершающими прогрессивную стадию проявлениями гранулитового метаморфизма связано формирование высокотемпературных мигматитов эндербит-чарнокитового и палингенных гранитоидов голеновского комплексов раннего архея, изофациальность которых с метаморфическими породами гранулитового мегакомплекса доказывается как составом минеральных парагенезисов, так и достаточно высокими температурами, составляющими, в среднем, 750°С (при разбросе значений от 680 до 800°С).

На заключительной стадии 1 этапа имело место внедрение древнейших для региона гранитоидов осмоловского комплекса (Архипова, 1984), относящихся к формации позднескладчатых магматических чарнокитоидов и являющихся конечным членом ряда: основные гранулиты метабазит-гранулитового комплекса → чарнокиты и эндербиты эндербит-чарнокитового комплекса → мигматит-граниты голеновского комплекса → интрузивные гранитоиды осмоловского комплекса.

2 этап метаморфизма устанавливается, главным образом, по широкому развитию среди образований амфиболит-гнейсового комплекса микроклиновых мигматитов гранитного и гранодиоритового состава, минеральные парагенезисы которых свидетельствуют об их возникновении в условиях высокотемпературной амфиболитовой фации. Очевидно, они были сформированы на поздних стадиях метаморфизма 2 этапа, прогрессивно проявленного в породах амфиболит-гнейсового комплекса и в породах всех более древних комплексов при повторном метаморфизме. На этом же этапе были образованы диафториты и бластомилониты по породам гранулитовых и эндербит-чарнокитового комплексов, для которых установлены относительно низкие значения температур (500—645°С) и давлений (4,2—6,1 кбар), очевидно, соответствующие условиям диафтореза на 3 этапе метаморфизма, весьма широко проявленного и в породах амфиболит-гнейсового комплекса.

Проявления прогрессивного метаморфизма 3 этапа известны весьма ограниченно. Они установлены на территории Смолевичско-Дрогичинской шовной зоны в породах сланцево-амфиболит-плагиогнейсового комплекса, для которых весь спектр структурных, минералогических и петрологических характеристик, а также наиболее часто встречающиеся значения температур (530—645°С) и давлений (4,5—8,0 кбар) свидетельствуют о метаморфизме в условиях низкотемпературной амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций умеренной глубинности. На регрессивной стадии 3 этап метаморфизма сопровождался широким развитием процессов основного метасоматоза в условиях эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций (при температурах 300—515°С), приводившего к появлению средне- и низкотемпературных скарноидов. К этой же стадии приурочены проявления щелочного метасоматоза в условиях эпидот-амфиболитовой фации (при температурах 475—485°С), обусловившие образование по породам раннеархейских комплексов своеобразных флогопит-плагиоклазовых пород, иногда антофиллитсодержащих, относимых к комплексу низкотемпературных щелочно-кислых метасоматитов (Архипова, 1989), которые ранее рассматривались как продукты регионального метаморфизма и выделялись на западе Центрально-Белорусского массива в качестве так называемой “спушанской толщи”. Очевидно, эти образования соответствуют выделенным ранее (Рудник и др., 1970) кварц-альбитовым метасоматитам зон глубинных разломов.

Таблица 8.15

Определения температур и давлений метаморфизма пород кристаллического фундамента Беларуси

№№ проб	Минеральный состав (главные минералы)	Т,°С по геотермометрам								Р,кбар по геобарометрам		
		Гр-Би	Ам-Би	Ам-Пл	Ам-Гр	Ам-КПи	Ам-РПи	Кпи-Би	РПи-КПи	Гр-Би	РПи-Гр	Кпи-Гр
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
Г р а н у л и т о в ы й м е г а к о м п л е к с												
Щ у ч и н с к а я с е р и я												
Эклогитоподобные породы												
Сл47-396,5	Ро$_{72}$+Пл+Гр$_{90}$+ОПи+КПи				650							
М130-251	Пл+Гр$_{92}$+КПи$_{62}$+Ро+Кв											<5,0
Основные гранулиты												
Л1-138,7	Пл+ОПи$_{47}$+Ро$_{45}$+КПи						720					
Л1-139	Пл+Ро$_{49}$+ОПи$_{47}$+Кпи$_{34}$					770	765		700			
Л8-165,5	Ро$_{60}$+КПи+ОПи+Пл$_{55}$			760								
Л37-150	Пл$_{84}$+ОПи$_{47}$+КПи$_{38}$+Ро$_{50}$			760		720	775		840			
Л37-153	Пл+ОПи$_{47}$+КПи$_{33}$								750			
Л37-221,5	Пл$_{57}$+ОПи$_{50}$+КПи$_{36}$+Ро$_{54}$			730		780	750		710			
Биотит-клинопироксеновые плагиогнейсы												
Щ31-364	Пл+КПи$_{25}$+Би$_{34}$+Ро							750				
Основные гранулиты чарнокитизированные												
И129-183,6	Ро$_{68}$+Пл+Кв+КПи+ОПи$_{63}$+Гр$_{86}$				680		695					
Щ27-258,9	Ро$_{60}$+Пл$_{29}$+Би$_{54}$+ОПи$_{51}$+КПи			590		800						
М151-288	Пл$_{55}$+Ро$_{46}$+ОПи$_{44}$+КПи+Би					770						
Биотитовые гнейсы												
Р42-438а	Би$_{66}$+Ро$_{51/74}$+Пл$_{24}$+КШП+Кв		750	500								
Р42-440,3^{б}	Би$_{64}$+Ро$_{51}$*+Пл$_{26}$+Кв		725									
Л9-315,5	Би$_{34}$+Ро$_{42/70}$+РПи$_{39}$*++Пл$_{26-44}$++Кв+КПШ		575	535-690			790*					
И122-287	Би$_{44}$+Ро$_{39}$*+Кум$_{63}$*+Пл$_{31}$++КПШ+Кв		660									

Продолжение табл. 8.15

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
И165-315	Би$_{46}$+Ро$_{52}$+Пл+Кв		565									
Ст5п-123	Би$_{67}$+Ро+РПи$_{51}$*++КПи$_{41}$*+Пл+ +Кв							830*				
Ст53-406,6	Би$_{50}$+Ро+КПи$_{36\text{-}38}$*+РПи+Пл+Кв							745*				
Глиноземистые плагиогнейсы												
Сл47-282,5	Би$_{34}$+Гр$_{69}$	635								7,7		
Сл47-315,6	Би$_{34}$+Гр$_{69}$+Крд+Сил+ +РПи$_{50}$+Ро$_{39/71}$+Пл$_{46\text{-}57}$	640	580	690-740*	650		655*			7,8	8,4->10	
Глиноземистые гнейсы												
Мл2-407,4	Би$_{49}$+Гр$_{76}$+Орт+Пл$_{24\text{-}36}$	665								7,8		
Щ9-284,9	Би$_{53}$+Гр$_{78}$+Пл$_{24\text{-}36,48}$	680								7,5		
М118-315	Гр$_{75}$+Би$_{47}$+Сил+Ро$_{73/39}$+ РПи$_{46\text{-}49}$*+КПи+Пл$_{23\text{-}30}$	670	705	550	610		660-690*			7,6	6,4-7,8*	
Л45-181	Би$_{49}$+Гр$_{80}$	645								3,4		
И106-206	Би$_{42}$+Гр$_{74}$+Ро+КПи$_{39}$*+РПи$_{38}$*+ +Пл$_{30}$	650						650*		7,3	<5,5*	10,0*
И126-212	Би$_{42}$+Гр$_{73}$+Сил+Ро$_{47}$*+КПи$_{36}$*+ +РПи$_{43}$	655	585*		675*	720*	785*	670*		7,5	7,5	8,0-9,1*
И145-215,1	Би$_{47}$+Гр$_{77}$+Сил+Ро+РПи$_{46}$*+ +КПи$_{34}$*+Пл$_{16\text{-}21}$	650						740*		6,8	<5,5-6,5	J6,0*
Сл3-300	Би$_{37}$+Гр$_{68}$+Сил+Пл$_{28}$	670								8,4		
Сл23-240	Би$_{47}$+Гр$_{84}$+Сил+Пл$_{40}$	675								8,3		
Пр4-666	Би$_{42}$*+Гр$_{73}$+Грф+Ро$_{35}$*+Пл$_{23}$	650*	700*		600*					6,8-7,6*		
Глиноземистые гнейсы диафторированные												
Щ34-178	Би$_{60}$+Гр$_{90}$+Пл$_{24\text{-}30}$	550								4,2		
Кулажинская серия Глиноземистые плагиогнейсы												
Ом4-2473	Би$_{36}$+Гр$_{72}$+РПи+Ро$_{45}$*+Пл$_{82}$	625	560*		670*					7,2		

Продолжение табл. 8.15

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
Глиноземистые гнейсы												
Бр1-1271	Би$_{47}$*+Гр+Крд+Сил+Ро$_{37}$+ +Пл$_{17-21}$		680*									
Мкл2-1747	Би$_{45}$+Гр$_{78}$+Сил+Пл	625								6,5		
Стр4-2457	Би$_{43}$+Гр$_{74}$+Пл	650								7,3		
Глиноземистые гнейсы диафторированные												
Хн1-1829	Би$_{52}$+Гр$_{83}$+Крд+Грф+Пл$_{28-35}$	620								6,1		
СХн3-1750	Гр$_{87}$+Би$_{61}$+Пл+КПШ	630								5,4		
СХн3-1751	Гр$_{87}$+Би$_{62}$+Пл+КПШ	635								5,7		
К о м п л е к с б л а с т о м и л о н и т о в												
Бластомилониты с реликтовыми минералами гранулитовой фации												
М181-295,3	Би$_{38}$+Ро$_{63}$*+РПи$_{58}$*КПи$_{44}$*+Пл$_{9}$		480*			750*	725*	595*				
Шн8-485,2	Би$_{39}$+Ро$_{38}$*+Кв+Пл+Орт		625*									
А м ф и б о л и т - г н е й с о в ы й к о м п л е к с												
О з е р с к а я т о л щ а												
Амфибол-биотитовые и биотит-амфиболовые плагиогнейсы												
Ст179-143	Ро$_{53}$+Би$_{54}$+Пл		600									
Гр2-320	Би$_{53}$+Ро$_{60}$*+Эп$_{27}$*+Пл+Кв		550*									
Ю р о в и ч с к а я т о л щ а												
Биотит-амфиболовые плагиогнейсы и амфиболиты												
Нар1-	Би$_{53}$*+Ро$_{53}$*+Эп+Пл$_{27-35}$+Кв		590*									
Хб2-3382	Би$_{46}$*+Ро$_{67/46}$*+Пл$_{30}$+Кв		590*	580*								
Хб4-3702	Би$_{42}$+Ро$_{52}$*+Эп$_{27}$*+Пл$_{30-32}$*+ +Кв,КПШ		560*									
Хб4-3703	Би$_{42}$+Ро$_{52}$*+Эп+Пл+Кв+КПШ		560*									
С л а н ц е в о - а м ф и б о л и т - п л а г и о г н е й с о в ы й к о м п л е к с												
О к о л о в с к а я с е р и я												
Биотит-амфиболовые плагиогнейсы												
Ст28п-187	Ро$_{52}$+Би$_{47}$+Пл+Кв		570									
Ст98-308	Ро$_{61}$*+Би$_{50}$+Пл+Кв		530*									
Ст108-253	Ро$_{71/46}$+Би$_{40}$+Кум+Пл$_{31}$+Кв		570	565								

Продолжение табл. 8.15

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
Ст148-324,5	$Ро_{56}$+$Би_{62}$+Пл+Кв		645									
Ст150-253	$Ро_{73}$+$Гр_{95}$+Пл+Кв+Ка				500							
Ст251-421	Би+$Ро_{74/53}$+$Пл_{34-45}$+Кв			580-660								
Глиноземистые плагиогнейсы												
Ст25-251	$Ждр_{40}$+Би+$Гр_{74}$+Ствр+Крд+ +Кв				620							
Ст25-294,3	$Би_{31}$+$Гр_{80}$+Ждр+$Ро_{47}$+ $КПи_{36}$*+Пл+Кв	500	535*		615*			625*		5,1		6,2-6,9*
Ст55-207	$Би_{70}$+$Гр_{91}$+Му+Пл+Кв	625								4,7		
Ст95-507,7	$Би_{60}$+$Гр_{89}$ +Кум+$Пл_{34}$+Кв	600								4,7		
Ст108-121,5	Би+$Гр_{78}$+$Ро_{55}$+Кум+Пл+Кв				680							
Ст143-180,5	$Би_{55}$+$Гр_{77}$+Ствр+Му+Пл+Кв	700								8,0		
Ст197-147	$Би_{55}$+$Гр_{88}$+Пл+Кв+Турм	550								4,5		
Эндербит-чарнокитовый комплекс												
Сл5-205,1	Пл+Кв+Ро+$КПи_{48}$+$ОПи_{46}$+Би								800			
М128-261	Пл+КПШ+Кв+$Ро_{64}$+$ОПи_{63}$						750					
Мигматит-гранитогнейсовый комплекс Гранитогнейсы по метагаббро кореличского комплекса												
Ст48-373	$Би_{39}$+$Ро_{73-77/37-40}$+ КШП+$Пл_{14-26}$+ +Кв		600-630	495-520								
Ст48-433	$КПи_{29}$+Би+$Ро_{39}$+КШП+$Пл_{11-26}$+ +Кв			510		780						
Ст84-306	$Би_{56}$+$Ро_{70/20-63}$*+$КПи_{19}$+$РПи_{24}$+ +$Эп_{30}$*+$Пл_{20}$+КШП+Кв		750/ 540-750*	490		940	950	>1000	980			
Ст96-330	$Ро_{46}$+$Би_{47}$+$Пл_{24}$+КШП+Кв		585	510								
Гранитогнейсы порфиробластовые, мигматит-граниты												
Л17-225,4	$Би_{61/59-72}$*+$Ро_{60-65}$*+$Пл_{30-36}$+ +КШП+Кв		545-720*									
Л49-180	$Би_{61}$+$Ро_{74/49-58}$*+$КПи_{42}$+$Пл_{30}$+ +КШП+Кв		720	540		650-740*		750*				
Р42-438^{б}	$Би_{65}$+$Ро_{69/44}$+$Пл_{20-28}$+КШП+Кв		>750	550								

Примечание. * Значения температур и давлений приведены по оптическим характеристикам минералов.

4 этап метаморфизма проявлен на территории Беларуси весьма локально. К образованиям этого этапа предположительно относятся метавулканиты сланцевого комплекса (житковичская серия), преобразование которых, судя по составу минеральных парагенезисов, происходило в условиях зеленосланцевой фации при давлениях 2—4 кбар.

Эволюция термодинамических параметров метаморфизма от условий гранулитовой фации умеренных давлений на 1 этапе до условий зеленосланцевой фации также умеренных, но более низких давлений, хорошо согласуется с общей схемой структурной эволюции земной коры региона, начиная с раннего архея и кончая началом позднего протерозоя (Эволюция ..., 1989). Уровень и характер метаморфических преобразований при этом следует рассматривать в качестве одного из важнейших критериев выделения структурно-вещественных комплексов в условиях погребенного кристаллического фундамента и, следовательно, как одно из обоснований региональных стратиграфических построений.

ПЛАТФОРМЕННЫЙ МАГМАТИЗМ

На платформенном этапе геологического развития территории Беларуси, как и всей дорифейской Восточно-Европейской платформы, происходила неоднократная тектономагматическая активизация. Такие активизации выражались в формировании новых типов платформенных структур, оживлении древнейших и заложении новых разрывных нарушений, а в регионах наиболее интенсивной активизации — в проявлении формационно и петрологически разнообразного магматизма и вулканической деятельности.

Одним из таких регионов является западная часть Русской плиты, включающая территорию Беларуси и прилегающие склоны и зоны сочленения с плитой Балтийского и Украинского щитов. Здесь в составе платформенного чехла выделяются четыре комплекса пространственно и хронологически разобщенных платформенных вулканомагматических образований: раннерифейский, рубежа раннего и среднего рифея, вендский и позднедевонский (рис. 8.7). Кроме различий в возрасте и палеоструктурной локализации эти комплексы различаются по составу и степени петрографического разнообразия пород, а также по масштабам проявления и по набору или преобладанию тех или иных фаций магматизма. Все это вместе взятое свидетельствует о принадлежности указанных комплексов к разным магматическим формациям древних платформ.

В соответствии с представлениями о тектонической периодизации (Богданов, 1969; Хаин, 1971) и на основании изотопных датировок магматических пород вышеуказанных комплексов, их формирование хронологически увязывается со следующими эпохами тектономагматической активизации: раннерифейского — с лаксфордской (раннеготской), рубежа раннего и среднего рифея — с эльсонской (готской), вендского — с позднебайкальской, позднедевонского — с герцинской. Из четырех названных комплексов платформенных магматических образований в Беларуси и на смежных территориях Украины достоверно установлены три: раннерифейский, вендский и позднедевонский.

Нижнерифейские магматические образования

Нижнерифейские магматические образования представлены эффузивными и гипабиссальными основными (палеобазальты, диабазы) и преимущественно эффузивными кислыми породами. Известны также субщелочные андезито-базальтовые эффузивы. Наиболее полно представлены образования этого комплекса на смежной территории Украины, где они слагают большую часть разреза нижней, збраньковской свиты овручской серии раннего рифея и приурочены к одноименной грабен-синклинали широтного простирания. Она расположена на северной окраине Украинского щита параллельно краевому разлому, ограничивающему его от Припятского прогиба. Вулканогенная толща (мощность до 320—350 м) сложена перемежающимися покровами палеобазальтов, палеолипаритов (кварцевых порфиров) и трахиандезитов-трахиандезито-базальтов, разделенных невыдержанными по мощности (от 0,7 до 34 м), изредка выклинивающимися пачками туфогенных и вулканомиктовых песчаников, конгломератов, алевролитов-аргиллитов. В наиболее полных разрезах выделяются 4 покрова: два палеобазальтов мощностью до 43—58 м каждый, залегающий между ними покров (до 95 м) палеолипаритов и замещающий толщу сложный покров (до 76 м) трахиандезито-базальтов-трахиандезитов (рис. 8.8).

На территории Беларуси магматические образования, которые относятся к раннему рифею и сопоставляются с вулканитами збраньковской свиты Украины, установлены в пределах Бобруйского погребенного выступа, где они вскрыты двумя скважинами — Лучки 42 (3 км южнее г.п. Глуск) на гл. 539 м и Бобруйская 1 гидрогеологическая на гл. 381 м. Во вскрытой части разреза они представлены кварцевыми порфирами (палеолипаритами), которые в первом разрезе с размывом перекрыты песчаниками пинской свиты, во втором — бортниковской свиты рифея. Так как кварцевые порфиры вскрыты лишь частично (первые метры в скв. Лучки 42; 13м — в скв. Бобруйская 1), их истинная мощность, строение вулканогенной толщи и подстилающие ее образования неизвестны.

Кварцевые порфиры Бобруйского выступа — это темно- и розовато-серые, с лиловым и бурым оттенками эффузивные породы, трещиноватые, участками катаклазированные, в кровле заметно выветрелые. Пор-

56. Зак. 5046

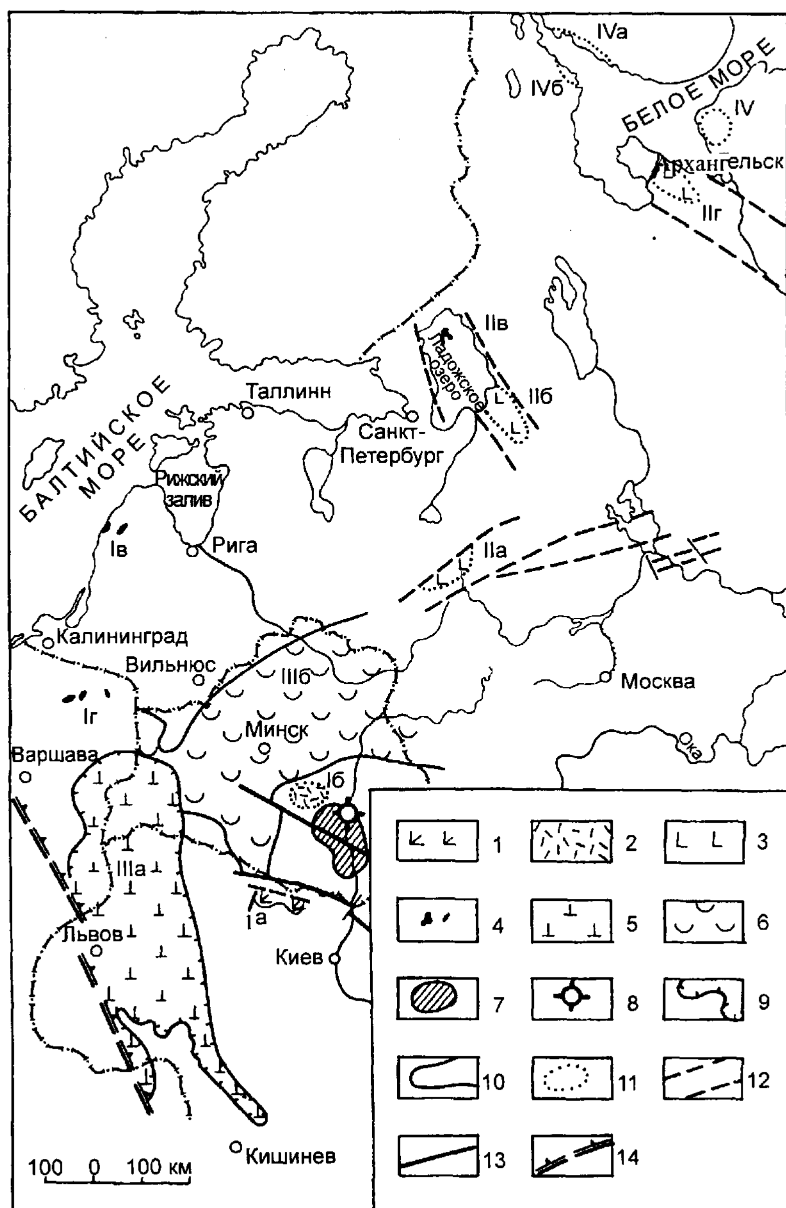


Рис. 8.7. Обзорная карта современного распространения платформенных магматических образований на западе Восточно-Европейской платформы.

1 — палеобазальты, субщелочные андезито-базальты и кварцевые порфиры збраньковской свиты УКЩ; 2 — кварцевые порфиры; 3 — основные вулканогенные и ассоциирующие с ними интрузивные породы рубежа нижнего-среднего рифея; 4 — отдельно картируемые интрузивные тела нижнего и среднего рифея; 5 — эффузивные и пирокластические породы вендской трапповой формации; 6 — пирокластические (туфы, туффиты) и туфогенно-осадочные породы той же формации; 7 — девонская щелочно-базальтоидная формация; 8 — Жлобинское поле диатрем; 9—10 — границы современного распространения: 9 — основных эффузивов и их туфов, 10 — туфов и туфогенно-осадочных пород венда; 11 — условный контур магматических образований, границы которого неизвестны; 12 — граница рифейских (довендских) грабенов и грабенообразных структур; 13 — разломы, ограничивающие Припятский прогиб; 14 — юго-западная граница Восточно-Европейской платформы.

Римскими цифрами обозначены: I — нижнерифейские магматические образования: Ia — Овручской грабен-синклинали, Iб — Бобруйского погребенного выступа, Iв — Западной Латвии, Iг — Восточной Польши; II — магматические образования рубежа нижнего-среднего рифея: IIa — Валдайского грабена, IIб — Пашковского грабена, IIв — северо-восточного побережья Ладожского озера и острова Валаам, IIг — Онежского грабена; III — трапповая формация венда: IIIa — область развития эффузивно-пирокластических и интрузивных пород, IIIб — области развития пирокластических и пирокласто-осадочных пород; IV — площадь распространения алмазоносных диатрем Зимнего берега: IVa — то же трубок взрыва Терского берега, IVб — то же карельского побережья Кандалакшского залива.

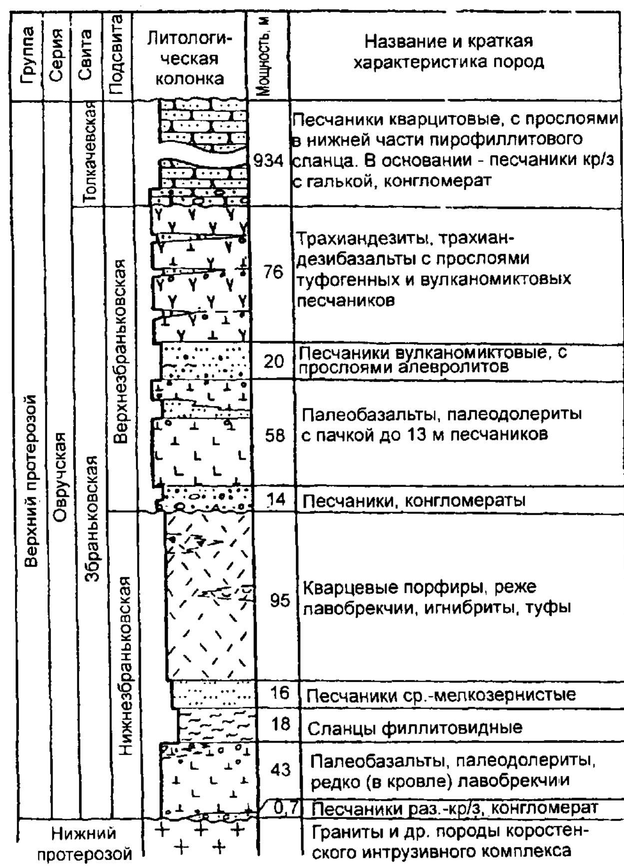


Рис. 8.8. Сводный разрез осадочно-вулканогенной формации (збраньковская свита) овручской серии. Составлена Н.В. Верстенниковым с использованием материалов А.С. Дранника и др.

фировые вкрапленники размером до 5 мм составляют 15—25 % породы. Представлены кварцем, кислым плагиоклазом, калишпатом, изредка роговой обманкой, частично или полностью замещенной биотитом, рудными, хлоритом. По плагиоклазу вкрапленников развиты серицит, реже биотит. Калишпаты пелитизированы, участками альбитизированы. Основная масса пятнистой, микрочешуйчато-фельзитовой и микропойкилитовой структуры состоит из тонкокристаллических агрегатов кварца, микрочешуйчато-волокнистых скоплений серицита и глинистых минералов, заместивших полевые шпаты. Акцессорные минералы представлены редкими зернами циркона и апатита.

Петрографическая идентичность кварцевых порфиров Бобруйского выступа и Овручской грабен-синклинали, близкие и одинаковые значения их изотопного возраста позволяют рассматривать эти образования как формационные и стратиграфические аналоги. Многочисленные (более 70) радиоизотопные датировки кварцевых порфиров и ассоциирующих с ними других эффузивных и слабометаморфизованных осадочных пород овручской и бобруйской серий позволяют отнести эти образования к раннему рифею, точнее к его средней части, примерно соответствующей геохронологическому интервалу 1450—1550 млн лет (рис. 8.9).

На западе платформы возможными аналогами магматических образований збраньковской и лучковской свит являются диабазы так называемого "иотния" Восточной Польши, кварцевые порфиры, известные в юго-западном Прионежье, на юго-западе Финляндии, в Центральной Швеции (иотний Балтийского щита) и др. Все эти образования, развитые на небольших, пространственно разобщенных участках, видимо, представляют собой фрагменты и отдельные тела (стратифицированные вулканогенные толщи, эффузивные купола, дайки, некки и др.) геохронологически и формационно единого вулканомагматического комплекса. Они сохранились в виде денудационных останцов, тектонически ограниченных блоков и других тел, приуроченных к грабенообразным структурам и другим локальным древнейшим понижениям поверхности фундамента.

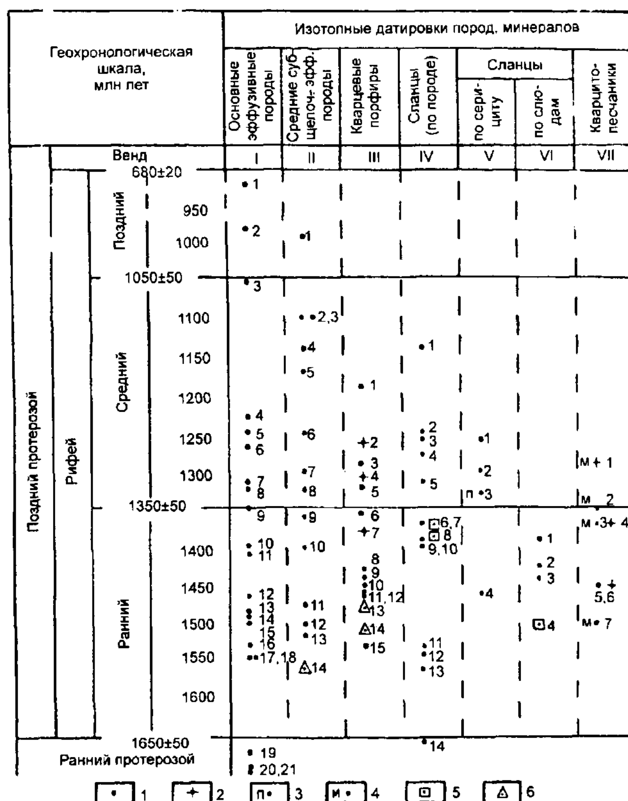


Рис. 8.9. Изотопные датировки пород и минералов овручской и бобруйской серий.

Условные обозначения изотопных датировок: 1—4 — калий-аргоновым методом: 1 — по породе овручской серии, 2 — то же бобруйской серии, 3 — по полевым шпатам сланцев, 4 — по слюдам (мусковит-серицит) кварцито-песчаников; 5 — рубидий-стронциевым методом по породе и по слюдам; 6 — свинцово-изотопными методами по акцессорным цирконам. Цифры справа — номера образцов.

Петрографический состав и петрохимические особенности рассмотренного комплекса, особенности пространственной и палеоструктурной локализации дают основание рассматривать его как древнеплатформенный аналог континентальной липарит-базальтовой формации промежуточного чехла молодых платформ. Для этой формации характерны континентальные условия образования в связи с разломно-глыбовыми движениями земной коры на фоне общего воздымания региона, локальное распространение в приразломных, обычно грабенообразных структурах фундамента, контрастность петрографического состава пород.

С липарито-базальтовой формацией молодых платформ связаны проявления редкоземельной и медно-гематитовой минерализации (Влодавец, 1984). Минерагения древнеплатформенных аналогов этой формации изучена недостаточно. В вулканитах збраньковской свиты известны рудопроявления апатита остаточного типа, приуроченные к коре выветривания на основных эффузивах, отмечены повышенные содержания редких и рассеянных элементов.

Магматический комплекс венда

Магматические образования венда представлены преимущественно основными вулканическими (эффузивными, пирокластическими) породами. Вулканические и ассоциирующие с ними вулканогенно-осадочные породы слагают толщу мощностью до 300—500 м, которая в Беларуси и на смежной территории Украины образует большую часть разреза волынской серии венда. Площадь современного распространения лишь эффузивных пород волынской серии превышает 80 тыс. км^2. Они развиты в виде непрерывного покрова на юго-западе Беларуси, северо-западе Украины и востоке Польши. Еще более обширна площадь (около 200—250 тыс. км^2) распространения пирокластических и пирокласто-осадочных пород. В Беларуси они занимают большую часть территории, откуда прослеживаются на восток, в центральные районы Русской плиты, где постепенно выклиниваются и замещаются осадочными, преимущественно алеврито-глинистыми породами (рис. 8.10).

В южной части области развития эффузивных и пирокластических пород (на Волыни), где вулканогенную толщу подстилает мощная (до 900 м) алеврито-песчаниковая толща полесской серии, в последней выявлен ряд интрузивных тел — преимущественно крупных силлов, сложенных в основном габбро-долеритами. Тесная пространственная связь и петрологическое сходство пород большинства таких тел с эффузивными породами позволяет рассматривать их как интрузивную фацию единого магматического комплекса венда.

Вендский магматический комплекс волынской серии Беларуси, как и всего западного региона платформы, уверенно и с достаточной для докембрия точностью определяется их стратиграфическим положением в разрезе верхнего докембрия и многочисленными (около 100 определений) изотопными K-Ar датировками эффузивных и гипабиссальных пород. Большинство таких определений дают цифры возраста этих пород от 600 до 650 млн лет, что вполне укладывается в геохронологический интервал венда 570±20 — 650±20 млн лет.

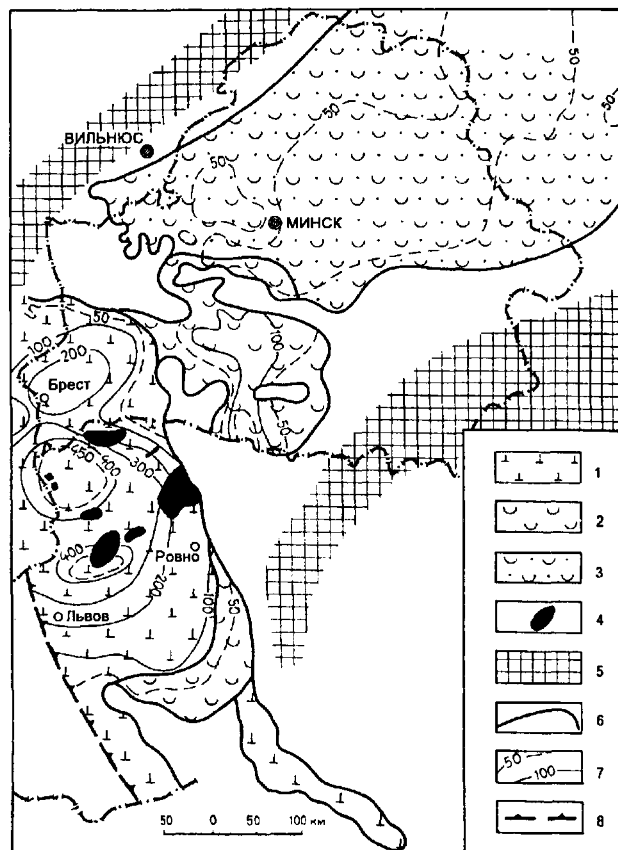


Рис. 8.10. Обзорная карта распространения магматических образований вендской трапповой формации запада Русской плиты.

1 — область развития эффузивных и пирокластических пород, 2 — то же преимущественно пирокластических пород (туфов, туффитов), 3 — то же преимущественно туфогенно-осадочных и осадочных пород, 4 — район наибольшего проявления интрузивного траппового магматизма, 5 — области сноса терригенного материала, 6 — граница современного распространения вулканогенных и вулканогенно-осадочных образований трапповой формации венда, 7 — изопахиты, 8 — юго-западная граница Восточно-Европейской платформы.

Вендский магматический комплекс — один из наиболее изученных в Беларуси и на смежных территориях. К настоящему времени его образования вскрыты многими сотнями скважин, а большая часть площади распространения охвачена средне- и крупномасштабным глубинным картированием. Это позволило установить стратиграфическое положение вулканогенных и вулканогенно-осадочных образований в разрезе верхнего

протерозоя, откартировать границу их современного распространения и площади развития основных фациальных типов вулканомагматических и вулканогенно-осадочных образований, выявить наиболее крупные и ряд мелких интрузивных тел, провести петрографическое изучение основных типов пород и установить формационную принадлежность комплекса в целом.

Этому комплексу посвящены многие публикации, в том числе ряд монографий (Ушакова, 1962; Махнач, Веретенников. 1970; Воловник, 1971), а также отчетов по результатам научных и тематических исследований.

Вулканогенные образования

Стратиграфическое положение вендских вулканогенных образований, составляющих среднюю часть разреза волынской серии венда, достаточно определенное. Они согласно или с небольшим перерывом залегают на пачке аркозовых песчаников — горбашевской свите, перекрываются алевролито-глинистой или алевролито-песчаниковой пачкой — лиозненской свитой и ее аналогами. Там, где горбашевская свита отсутствует, вулканогенная толща (ратайчицкая свита Беларуси и ее аналоги на смежных территориях Украины и России) несогласно перекрывает более древние отложения венда, рифея, а в районах их отсутствия ложится непосредственно на кристаллический фундамент. Нередко, в пределах поствендских положительных структур, вулканогенные образования частично или полностью денудированы и перекрываются более молодыми отложениями, вплоть до кайнозойских. На отдельных участках в бассейне р. Горынь (северо-запад Украины) они выходят на поверхность земли. Современная граница распространения вулканогенных образований большей частью эрозионная. Этим обусловлен ее сложный, извилистый контур, особенно на западе и юго-западе Беларуси, где эта граница проходит по склонам поствендских положительных структур.

Вулканогенная толща характеризуется значительной изменчивостью строения по площади, что обусловлено множественностью вулканических аппаратов, некоторой асинхронностью их извержений, а в более широком плане — присущей таким образованиям фациальной зональностью и различной степенью их денудированности.

В зависимости от наличия или преобладания в составе вулканогенной толщи тех или иных фациальных типов вулканических и вулканогенно-осадочных пород выделяются три основные области или зоны с различным строением разреза: 1) эффузивных и пирокластических пород, 2) преимущественно пирокластических пород, 3) туфогенно- и нормально-осадочных пород (см. рис. 8.10). Если граница между первой и второй областями может быть проведена определенно — по контуру выклинивания эффузивных пород, то между второй и третьей четкой естественной границы нет, так как пирокластические породы (туфы, туффиты) замещаются туфогенно-осадочными постепенно. Несмотря на то, что первичная конфигурация выделенных областей, особенно второй, сильно изменена последовавшими после их формирования размывами вулканогенных пород вплоть до образования эрозионных окон и "заливов" на наиболее приподнятых участках (присводовая часть Белорусской антеклизы, Полесская седловина, Микашевичско-Житковичский и Бобовнянский выступы, Луковско-Ратновский горст), в их расположении отчетливо выражена определенная последовательность, которая, хотя и в усложненном виде, является отражением первичной фациальной зональности. Она обусловлена спецификой образования вулканогенной формации. Область развития эффузивных и пирокластических пород, охватывающая юго-западную часть Беларуси и смежную территорию Польши, а на Украине Волынь и отчасти Подолию, определяет собой территорию активной вулканической деятельности вендского этапа, в пределах которой представлены образования эффузивной и эруптивно-пирокластической фаций вулканизма. Так как разнос пирокластического материала, особенно тонкого вулканического пепла, во много раз превышает расстояние, на которое могут растекаться потоки лавы, даже такой текучей как базальтовая, то область развития эффузивных пород оказалась окруженной гораздо более обширными зонами пирокластических и туфогенно-осадочных отложений, геологически синхронных с эффузивно-пирокластическими образованиями.

Область развития эффузивных и пирокластических пород приурочена к юго-западной окраине Восточно-Европейской платформы (Украина, Беларусь, Польша), где прослеживается в виде субмеридиональной полосы протяженностью свыше 700 и шириной до 150—180 км (см. рис. 8.10). В сложении вулканогенной толщи резко преобладают основные вулканиты эффузивной и эруптивно-пирокластических фаций: базальты, долериты, лаво- и туфобрекчии основного состава. Основные эффузивные породы образуют в разрезе несколько (от одного до четырех) покровов, разделенных пачками туфов. Мощность этих покровов и пачек от первых до нескольких десятков метров. Покровы образованы одним или несколькими, иногда довольно мощными (до 10—30 м) эффузивными потоками, разделенными лавобрекчиями кровли и подошвы, между которыми нередко вклиниваются пласты и маломощные пачки агломератовых, лапиллиево-бомбовых и других туфов, эруптивных брекчий.

Лишь в северной части области развития эффузивных и пирокластических пород (Подлясско-Брестская впадина) установлены кислые и средние вулканиты. Они приурочены к верхней части разреза вулканогенной толщи (рис. 8.11). Подстилаются и перекрываются базальтами и их туфами. Представлены кислыми и сред-

57. Зак. 5046

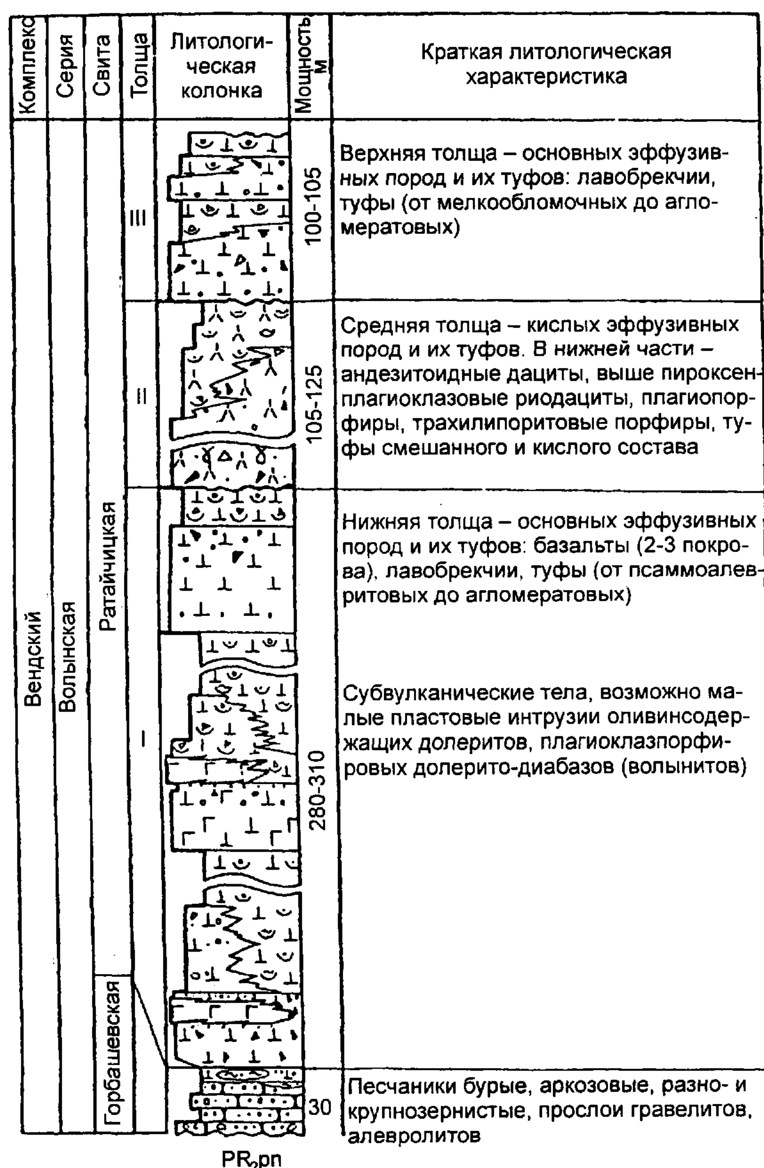


Рис. 8.11. Сводный разрез вулканогенной толщи волынской серии венда Брестской впадины.

ними эффузивными породами нормального и субщелочного ряда: плагиолипаритами, пироксен-плагиоклазовыми липарито-дацитами, трахилипарит-дацитами, андезитоидными дацитами. Площадь распространения кислых эффузивных пород из-за небольшого количества скважин и их неравномерного расположения оценивается приблизительно в 2—3 тыс. км². Учитывая, что вязкие кислые лавы не дают обширных потоков, а также некоторое петрографическое различие кислых пород в разрезах разных, в том числе близко расположенных скважин, можно предположить, что они образуют несколько небольших частично перекрывающихся (слившихся) вулканических куполов и коротких потоков. В целом, они слагают одно быстро выклинивающееся тело — псевдопокров, заключенный в толще преобладающих основных вулканитов. Южнее и восточнее скважин, вскрывших кислые эффузивы, отдельными скважинами (19К, 6К и др.) встречены туфы кислого и смешанного состава. Они образуют пачку мощностью до 20 м, которая занимает то же положение в разрезе, что и кислые эффузивы, т. е. являются их возрастным аналогом, представленным пирокластическими фациями.

В составе вулканогенной формации Подлясско-Брестской впадины выделены три толщи. Нижняя и верхняя из них сложены основными эффузивными породами и их туфами, средняя — в основном кислыми вулканитами. Наибольшую мощность и распространение имеет нижняя толща. Она развита на всей территории Подлясско-Брестской впадины и частично заходит в пределы смежных структур. Зона максимальных мощностей этой толщи приурочена к южной части Подлясско-Брестской впадины (скважины: Тересполь, Польша

— 229,5 м; 9К — 280; 11К — 231; 22К — 228 м) и опущенному крылу Луковско-Ратновского горста (Капленосы, Польша — 330 м; 19К — 241 м). В сводном разрезе толщи выделяются три пачки туфов основного состава мощностью до 60—100 м каждая и три покрова базальтов. Небазальтовые вулканиты средней толщи (ее мощность 125 м) установлены лишь на сравнительно небольшой площади Подлясско-Брестской впадины (скважины 3К, 4К, 11К, 12К, Кустинская опорная, Брест 1 и др.). Верхняя толща — основных эффузивов и туфов представлена в северной, восточной и южной частях Подлясско-Брестской впадины (скважины 12К, 27К, 6К и др.) и отчасти на Луковско-Ратновском горсте (скв. 19К). Максимальная установленная мощность верхней толщи (скв. 27К) — 119 м. Сложена в основном базальтами, которые образуют два—три покрова, разделенные пачками (до 10 м) грубообломочных туфов. В основании толщи в большинстве разрезов отчетливо выделяется базальный горизонт в виде пачки туфоконгломератов и ксенотуфов, которые залегают на денудированных до разного уровня вулканитах средней толщи, а там, где она отсутствует, на нижней толще. Общая мощность вулканогенных образований в Подлясско-Брестской впадине в конкретных разрезах достигает 300—350 м, в сводном разрезе составляет 485—510 м.

На смежной территории Украины (Волынь) весь разрез вулканогенной толщи венда (берестовецкая свита) представлен основными вулканитами. В наиболее мощных разрезах Волыни он разделяется на три части. Нижняя и верхняя из них сложены, в основном, потоками и отдельными более мощными покровами базальтов, разделенными пластами и пачками базальтовых туфов и лавобрекчий, средняя — почти полностью туфами. При этом количество и мощность базальтовых потоков (покровов) и разделяющих их пластов и пачек эруптивно-пирокластических пород непостоянны даже в близко расположенных разрезах: в каждой толще насчитывается от 1—2 до 8 потоков.

Область преимущественного развития пирокластических пород в современном ее контуре частично охватывает несколько разнотипных и разновозрастных тектонических элементов запада и юго-запада Русской плиты: южную часть Белорусской антеклизы, склоны Полесской седловины, западную часть Припятского прогиба, значительную часть Волыно-Подольской моноклинали, склоны Микашевичско-Житковичского и Бобовнянского выступов и др. Она имеет наиболее извилистый, почти на всем протяжении эрозионный контур и характеризуется значительными, часто резкими изменениями мощности и, соответственно, полноты разреза вулканогенной толщи даже в пределах небольших участков. Наибольшие мощности (100—150 м) толщи установлены в юго-западной (р-н Барановичей — Клецка —Ганцевичей) и южной (р-н Столина) частях области ее развития, т. е. на участках, прилегающих к области эффузивных пород. В общем плане мощность толщи пирокластических пород уменьшается с запада на восток, северо-восток и север, где даже в наиболее полных разрезах она не превышает 80—100 м. В западной части области (р-н Ивацевичей — Слонима) в разрезах толщи преобладают грубопсаммитовые, псефитопсаммитовые туфы и туффиты. Встречаются пачки и прослои туфоконгломератов, мелкопсефитовых туфов. По мере удаления от области эффузивных фаций на восток и северо-восток преобладающими становятся мелко- и тонкообломочные слоистые туфы и туффиты, появляются прослои туфогенно-осадочных пород, особенно в нижней и верхней частях разреза. Так, в районе Клецка — Ганцевичей преобладают псаммитовые разности, в районе Столина — псаммо-алевритовые и алевритовые с прослоями более тонких (алевро-пелитовых) туфов.

Область туфогенно-осадочных и осадочных пород охватывает территорию Оршанской впадины (западную и южную прибортовую зону Московской синеклизы), а также большую северо-восточную часть Белорусской антеклизы. Даже в пределах современного, большей частью эрозионного контура площадь развития туфогенно-осадочных отложений волынской серии значительно превосходит общую площадь распространения эффузивных и пирокластических пород. Толща туфогенно- и нормально-осадочных пород имеет мощность 30—70 м. В большей части она сложена туфопесчаниками, туфоалевролитами и песчано-алевритовыми породами. Последние преобладают в верхах толщи. Соотношение этих пород в разрезах зависит от степени их удаленности от области вулканической деятельности (чем дальше разрез, тем реже и тоньше прослои туфогенных пород), а также от их структурно-тектонической приуроченности. Так, в разрезах Белорусской антеклизы, находящихся относительно недалеко от области вулканической деятельности, а также в прибортовых частях Оршанской впадины преобладают крупнообломочные (песчаные, песчано-гравийные) породы с незначительным содержанием вулканогенного материала, что обусловлено близостью относительно возвышенных областей сноса терригенного материала и сильным разбавлением пирокластики этим материалом. В Оршанской впадине преобладают, в основном, песчано-алевритовые и алеврито-глинистые породы с примесью пирокластического и вулканомиктового материала или без него. Далее к центру Московской синеклизы преобладают глинистые алевриты, глины, в которых лишь в отдельных прослоях устанавливается существенная примесь тонкого пеплового материала.

Интрузивно-гипабиссальные тела

Распространение интрузивных образований вендского магматического комплекса изучено недостаточно, так как на большей части площади их фактичес-

кого и возможного развития они перекрыты мощными (до 500—2000 м) осадочными толщами фанерозоя, верхнего венда и отчасти рифея. Глубоким картировочным и структурно-поисковым бурением в области активного вендского вулканизма выявлено 10 сравнительно небольших интрузивных тел, сложенных основными гипабиссальными породами. Большая часть из них находится за пределами Беларуси, т. е. на северо-западе Украины (Волынь), и поэтому здесь не рассматриваются (см. рис. 8.10). Отметим лишь, что они приурочены к зонам глубинных разломов и очаговым областям, которые выделяются по геофизическим данным, анализу мощностей и фаций эффузивно-пирокластической толщи.

По условиям стратиграфической локализации выявленные интрузии можно разделить на три группы. Первая, наиболее многочисленная группа интрузий (Владимирецкая, Кухотская, Хотешовская, Овадновская, Гороховская, Луцкая, а также тела в районе Литовежа и Радовичей) залегает на разных гипсометрических и, видимо, стратиграфических уровнях в мощной (до 900 м) толще песчаников и алеврито-глинистых пород полесской серии Волыни. Мы называем их внеформационными, т. к. терригенная толща полесской серии, в которую они внедрились, не связана с ними ни в формационном, ни в возрастном отношениях. Вторая группа — межформационные интрузии — представлена одной, Степанской интрузией, приуроченной к границе полесской и волынской серий. Третья группа — мелкие субвулканические тела, встреченные отдельными скважинами (Бережцы, Брест 19К) в вулканической толще волынской серии. Эти тела рассматриваются как внутриформационные интрузии.

Большинство выделенных интрузий, прежде всего, наиболее крупные меж- и внеформационные, представляют согласные или пологосекущие тела — силлы мощностью от первых до 100 м и более. Пологосекущее залегание некоторых интрузий или отдельных их частей подтверждается неровными контактами с вмещающими породами, апофизами, экзоконтактными брекчиями, а в приконтактовых зонах самих интрузий — ксенолитами вмещающих пород. Выявлены более мелкие секущие тела — Владимирецкая и Конобельская дайки. Так как границы и соответствующие площади интрузий большей частью точно не установлены, о размерах и особенностях морфологии большинства из них можно судить лишь приближенно. К примеру, Степанская и Владимирецкая интрузии, приуроченные к Ровенской зоне глубинного разлома и одноименной очаговой области, имеют соответственно максимальные установленные мощности 165 и 80 м и прослежены на площади соответственно (25—30) x (10—20) и (40—45) x (20—25) км.

Основные типы пород

Вулканические породы. Основными, резко преобладающими типами эффузивных пород вендского магматического комплекса являются базальты и долерито-базальты, представленные разнообразными структурными и текстурными разновидностями, слагающими разные части (зоны) эффузивных потоков и покровов области развития эффузивных фаций вулканизма. Наиболее распространены безоливиновые базальты с интерсертальной и толеитовой структурой основной массы породы. Это темно-серые, до черных, микрозернистые или афанитовые породы, афировой или микроолигопорфировой структуры, массивной (часто с редкими миндалинами), иногда миндалекаменной текстуры. Они слагают большую внутреннюю часть потоков. Центральная часть мощных (более 10—12 м) потоков сложена почти полнокристаллическими (микро-тонкозернистыми) массивными долерито-базальтами и микродолеритами, для которых характерна микродолеритовая структура с переходами в толеитовую и микропойкилоофитовую. Периферические зоны потоков и отдельные тонкие потоки сложены миндалекаменными, в кровле и подошве потоков — миндалекаменно- и брекчиевидными, пузыристыми афанитовыми, полустекловатыми разностями с апоинтерсертальной, гиалопилитовой и витрофировой микроструктурой основной массы.

Главные породообразующие минералы базальтов и долеритов — плагиоклаз и моноклинный пироксен, второстепенные — оливин (в оливинсодержащих разностях), рудные минералы. В переменных количествах содержится стекловатый мезостазис, спорадически — палагонит, анальцим, кварц и др. В хорошо раскристаллизованных долерито-базальтах центральных зон потоков содержание плагиоклаза и пироксена примерно равное (или с преобладанием плагиоклаза). В сумме они составляют около 80—90 % породы. В краевых зонах возрастает содержание плагиоклаза (до 50—70 %) и стекловатого мезостазиса (до 10—50), а пироксена — уменьшается до 25 % и даже до полного исчезновения. Значительно увеличивается содержание вторичных минералов. Оливин в неизменном виде практически не встречается. В породах он устанавливается по характерным для кристаллов оливина шестигранным, изометричным и слабоудлиненным псевдоморфозам иддингсита, реже серпентина в ассоциации с лимонитом, гематитом. Рудные минералы (магнетит, титаномагнетит) содержатся в количестве до 5—8 % в виде изометричных зерен размерами до 0,3—0,5 мм, скелетных, дендритовидных кристаллов, точечных и землистых скоплений. Палагонит образует ксеноморфные неправильно-угловатые и округлые (наподобие миндалин) выделения, иногда в значительном (до 5—10 %) количестве. Базальтовое стекло выполняет промежутки между лейстами плагиоклаза, где оно частично или полностью замещено хлоритом и рудными. В полустекловатых и стекловатых базальтах стекло образует значительную или большую часть породы.

Наиболее характерные, обильно и повсеместно развитые вторичные минералы базальтов — хлорит, гидроокислы железа, альбит, серицит, иддингсит, боулингит, карбонаты, анальцим, цеолиты, монтмориллонит и другие глинистые минералы.

Миндалекаменные базальты, широко представленные в краевых частях потоков, темно-зеленовато-серые, пестрые, с афанитовой основной массой, апоинтерсертальной, гиалопилитовой, микропилито-витрофировой структуры. Наибольшее количество (до 30—40 % объема породы) миндалин и пустот наблюдается в приповерхностной зоне потоков, где наряду с округлыми миндалинами размером до 1 см встречаются неправильные, удлиненные миндалины и пустоты размером до 5—7 см. Минерализация миндалин разнообразна. Наиболее распространенными минералами в них являются хлорит, кварц, халцедон, кальцит, анальцим, цеолиты (из них диагностированы гейландит, птилолит, томсонит, натролит), палагонит-хлорофеит, гидроокислы железа, глинистые минералы.

Лавобрекчии приурочены обычно к границам лавовых потоков. Это пестроцветные (серо-зеленые, коричнево-бурые, темно-серые, лиловые) породы, сложенные угловатыми обломками разнообразных по структуре (от долеритовой до гиалиновой) и текстуре (массивных, миндалекаменных, пузыристых) базальтов, базальтовых шлаков, сцементированных лавой. Участками в цементе лавобрекчий встречаются обильные новообразования цеолитов, кальцитов, халцедона, хлорит, а также палагонит.

Туфы основного состава представлены всеми гранулометрическими и структурными разностями — от агломератовых глыбово-бомбовых литокластических туфов и лаво-шлаковых туфобрекчий до пепловых (алеврито-пелитовых) витрокластических туфов. Агломератовые туфы и туфобрекчии, развитые в области вулканических аппаратов и вблизи них, где они разделяют лавовые потоки и покровы, состоят из выброшенных в твердом состоянии обломков различно раскристаллизованных базальтов и “бомб”, т. е. первично пластичных или полужидких вулканических выбросов грушевидной, флюидальной, закрученной и других динамических форм (выдувания, вращения, скручивания, растягивания, вспучивания), состоящих из полустекловатой базальтовой лавы и вулканических шлаков. Они сцементированы мелкообломочным, нередко спекшимся материалом и вторичными минералами. Остальные разновидности туфов (от псефито-псаммитовых до пепловых) имеют наиболее широкое распространение. Они состоят из обломков базальтов, базальтовой пузыристой лавы и вулканического стекла в различных соотношениях, сцементированных разнообразным по минеральному составу цементом. Реже в небольшом количестве содержится кристаллокластический материал — обломки зерен анальцима, плагиоклаза, пироксена, а также терригенная примесь — зерна кварца, калишпатов, обломки гранитоидных пород. Наиболее распространенные минералы цемента туфов — хлорит, гидроокислы железа, анальцим, цеолиты, халцедон, кварц, монтмориллонит, сапонит, гидрослюды и другие глинистые минералы.

Средние и кислые вулканиты, установленные в разрезе вулканогенной толщи Подлясско-Брестской впадины, представлены петрографически пестрым комплексом пород. По содержанию щелочей среди них выделяются породы нормального ряда (андезитоидные дациты, риодациты, плагиолипариты) и субщелочного ряда (трахиандезидациты, трахилипариты).

Интрузивные породы. Все выявленные и в разной степени изученные интрузивные тела или их отдельные участки относятся к недифференцированным и слабо дифференцированньм траппам. В них более или менее выражены лишь явления кристаллизационной микродифференциации, которая происходила, главным образом, на месте застывания интрузивных тел. Этим обусловлено петрографическое однообразие интрузивных пород, среди которых резко преобладают габбро-долериты. Из других гипабиссальных и субвулканических пород в небольшом количестве представлены пегматоидные габбро, контактовые долериты и базальты разной степени кристалличности (вплоть до гиалобазальтов), субвулканические порфировые долерито-диабазы, представленные оливинсодержащими и безоливиновыми разностями. Ввиду того, что в пределах Беларуси значительные тела интрузивных пород вендского магматического комплекса не выявлены (известно лишь два маломощных силла оливинсодержащих долеритов и гигантопорфировых (плагиоклазовых) долерито-диабазов в разрезе скв. Брест 19К), их петрографическая характеристика здесь не приводится.

О связи траппового и кимберлитового магматизма древних платформ

Формационная принадлежность вулканогенного комплекса венда трактуется однозначно — все исследователи относят его к трапповой формации древних платформ. Этому комплексу присущи важнейшие признаки трапповой формации: приуроченность к древней (дорифейской) платформе; обширная площадь проявлений вулканической деятельности, охватывающая разновозрастные и разнотипные, как правило, более поздние структуры платформы; преимущественно наземный характер вулканических извержений; разнообразие литофациальных типов и значительные мощности эффузивных, пирокластических и пирокласто-осадочных образований; основной состав подавляющей массы вулканитов и всех известных интрузивных пород; тесная пространственная ассоциация вулканитов и одновозрастных с ними интрузивных тел, образованных типичными по-

родами интрузивных траппов (палеодолеритами, габбродолеритами). По минералого-петрографическим особенностям и петрохимическим характеристикам резко преобладающих пород основного состава этот комплекс запада Русской плиты соответствует трапповой формации древних платформ, а выявленные гипабиссальные тела — наиболее распространенным недифференцированным интрузивным траппам формации.

Вместе с тем, вендская трапповая формация Восточно-Европейской платформы имеет и свои отличительные особенности: 1) значительно меньшие, по сравнению с траппами Сибирской и Индостанской платформ, объемы продуктов вулканической деятельности, которая проявилась, в основном, в вулканических (эффузивно-пирокластических) фациях; 2) незначительные проявления интрузивного магматизма, выразившегося в образовании лишь сравнительно небольших недифференцированных или слабо дифференцированных гипабиссальных и субвулканических тел — силлов, даек, некков; 3) обусловленные этим петрографическая однородность и однообразие таких тел; 4) отсутствие крупных дифференцированных интрузий. Все выявленные интрузивные тела сложены основными гипабиссальными породами габбро-долеритового ряда, которые в разных частях тел различаются лишь по степени раскристаллизации и соотношению основных породообразующих минералов.

В области развития вендской трапповой формации и прилегающей к ней зоне не установлено, по крайней мере в Беларуси, эруптивных образований трубочного типа и других тел, сложенных щелочными или субщелочными породами основного и ультраосновного состава, которые, как будет показано далее, свидетельствовали бы в пользу возможного проявления здесь кимберлитового магматизма. Однако делать вывод об отсутствии таких образований, связанных пространственно и, возможно, хронологически с вендской трапповой формацией, нельзя по двум обстоятельствам. Во-первых, в пределах указанных территорий кроме среднемасштабной аэромагнитной съемки конца 60-х — начала 70-х годов и геологических работ середины 70-х годов, выполненных на небольшой площади, не проводились специальные геолого-геофизические исследования по выявлению объектов трубочного типа. Во-вторых, для большинства алмазоносных кимберлитовых провинций древних платформ характерна пространственная и хронологическая сопряженность траппового и кимберлитового магматизма (Милашев, Табунов, 1973; Структурный контроль ..., 1974 и др.). При этом если траппы обычно "заполняют" синеклизы — Тунгусскую на Сибирской платформе, Деканскую на Индостанской, Карру на Африканской платформе и др., то кимберлиты расположены по их периферии, иногда вблизи окраинной зоны траппов в полях развития своеобразных "туфовых" трубок взрыва и других тел субщелочных и щелочных основных (кимберлитоподобных) и ультраосновных пород. В частности, многочисленные трубки таких пород известны в периферической зоне траппов Сибирской платформы. Выявлены и трубки, описанные как кимберлитовые.

Однако связь траппового и кимберлитового магматизма не столь проста и однозначна, как может представляться, исходя лишь из факта редкой пространственной сопряженности этих образований. При этом необходимо учитывать, что такая сопряженность траппов и кимберлитов по своей природе не петрогенетическая, так как источники их родоначальных магм разные: у базитовых образований трапповой формации — магмы пограничной зоны "кора — мантия", у кимберлитов — более глубинные мантийные. Одна из характерных особенностей кимберлитового магматизма — его связь с крупными эпохами тектонической активизации, приводящей к оживлению древних и заложению новых глубинных (мантийных) разломов, к зонам которых и приурочены кимберлитовые трубки и другие тела. В основную стадию таких эпох проявлялся в различных масштабах и трапповый магматизм. Однако по сравнению с трапповыми образованиями кимберлиты имеют несравненно меньшее распространение и к тому же встречаются не во всех областях развития траппов.

И тем не менее частая пространственная и хронологическая сопряженность траппового и кимберлитового магматизма дает основание учитывать этот факт как один из наиболее общих положительных критериев при оценке возможности кимберлитопроявлений, связанных с вендской трапповой формацией. Наиболее перспективной в этом отношении представляется восточная и северо-восточная периферия области распространения магматических пород трапповой формации и прилегающая к ней зона (см. рис. 8.7). В тектоническом отношении это Полесская седловина, особенно ее западный и северо-западный склоны, Ивацевичский погребенный выступ и зона сочленения Подлясско-Брестской впадины и Белорусской антеклизы.

Верхнедевонский магматический комплекс

В процессе изучения материалов глубокого поисково-разведочного бурения на нефть в северо-восточной части Припятского прогиба и на прилегающей территории Брагинско-Лоевской седловины в 60—70-х годах установлено широкое развитие в разрезах верхнедевонских толщ разнообразных вулканокластических, вулканомагматических и вулканогенно-осадочных пород (Корзун, Махнач, 1977). В начале 80-х годов аналогичные образования вскрыты скважинами за главным сбросом Северного краевого разлома Припятского прогиба — в юго-восточной части Гомельской структурной перемычки (скв. Центролит К2) и в зоне ее сочленения с

Гремячским погребенным выступом (скв. Васильевка). В конце 80-х — начале 90-х годов работами Геофизической и Белорусской геологоразведочной экспедиций, сопровождавшимися бурением скважин, были установлены верхнедевонские магматические образования на Жлобинской седловине в районе Рогачева и Жлобина, где вулканомагматизм проявился преимущественно образованием трубок взрыва (диатрем), и выделено первое в Беларуси Жлобинское поле диатрем (Хомич и др., 1993). Позже, в середине 90-х годов установлено широкое развитие верхнедевонских магматических образований на большей северо-западной части Гомельской структурной перемычки и в зоне ее сочленения с Северо-Припятским плечом (пос. Урицкое и Уваровичи). При этом в северной части этого района были выявлены образования, интерпретируемые как трубки взрыва.

Позднедевонский возраст всех этих образований определенно устанавливается залеганием большей их части среди детально стратифицированных осадочных толщ верхнего девона с точно установленным возрастом. Позднедевонский возраст этого комплекса подтверждают и изотопные датировки его пород. Так, возраст трех образцов эффузивных пород из Припятского прогиба, определенный K-Ar методом в ИГЕМ РАН, равен 354±11, 357±12 и 358±14 млн лет (Корзун, Махнач, 1977). Учитывая, что K-Ar определения дают, как правило, несколько заниженные (омоложенные) значения возраста, по полученным датировкам вполне определенно можно рассматривать эти образования как позднедевонские. Подтверждением служит датировка эффузивной породы (нефелинита) из керна скв. Центролит К2 (обр. 23, гл. 580 м), полученная более точным свинцово-изотопным методом, равная 365 млн лет (определение М. Вильсон, Университет Лидса, Великобритания), а также $^{40}Ar/^{39}Ar$-датировка 381±2 млн лет по роговой обманке синмагматического горнблендита из ксенолита в породах диатрем Жлобинского поля (Markwick et al., 1997).

Эпоха позднедевонской вулканомагматической активизации данного региона состоит из нескольких (не менее 4) стадий: трех позднефранских (раннеречицкой, поздневоронежской, евлановско-ливенской) (Кручек, Обуховская, 1998) и не менее одной раннефаменской (елецкой). При этом наиболее ранняя из них проявилась на начальной стадии рифтогенеза на значительном удалении от образовавшегося позднее рифтового грабена — почти в центральной части Жлобинской седловины. По мере развития процесса рифтогенеза вулканомагматическая деятельность, принимая более интенсивный и разнообразный характер, последовательно смещалась ближе к центральной (осевой) зоне рифтогенеза и непосредственно в рифтовый грабен. Общее представление об установленных к настоящему времени площадях распространения верхнедевонских магматических образований и их структурно-тектонической приуроченности дает рис. 8.12. Следует лишь отметить, что действительное их распространение, особенно пирокластических фаций, а также, по всей вероятности, и в виде трубок взрыва, значительно более широкое.

Верхнедевонские магматические образования Припятского прогиба и Брагинско-Лоевской седловины изучались длительное время и им посвящено значительное количество опубликованных работ (Корзун, 1977, 1990; Корзун, Махнач, 1986, 1994 и др.), в том числе монографии (Корзун, Махнач, 1977). В этих работах освещены их условия залегания, строение, петрография, основные петрогеохимические особенности, фациальный состав и формационная принадлежность. Поэтому здесь приводится лишь их сравнительная краткая характеристика.

Магматические образования северо-востока Припятского прогиба и северной части Брагинско-Лоевской седловины

Строение, распространение, фациальный состав. Собственно вулканогенные образования в указанных районах образуют в разрезе верхнего девона две мощные (до 400—800 м каждая) вулканогенные толщи, расчлененные толщей преимущественно мелководных карбонатных отложений мощностью 250—300 м. Нижняя вулканогенная толща в соседних районах Припятского прогиба пространственно замещается верхнефранской (евлановско-ливенской) соленосной толщей, верхняя — нижнефаменскими (елецкими) глинисто-мергельными, терригенными и карбонатными породами. В соответствии с этим, а также с учетом стратиграфической принадлежности подстилающих и перекрывающих отложений устанавливается возраст вулканогенных толщ: нижней — как позднефранский (евлановско-ливенский), верхней — как раннефаменский (елецкий).

Площадь распространения вулканитов около 3 000 км^2 (примерно 45 x 65 км). Кровля их залегает на глубине от 900 до 2300 м. Обе толщи сложены, в основном, вулканическими туфами преимущественно мелкоагломератовой структуры, которым подчинены покровы и потоки лав, секущие и пластовые субвулканические тела, породы жерловых и прижерловых фаций.

В петрографическом отношении вулканогенные толщи не имеют существенных различий и соединенные между собой некками и другими субвулканическими телами образуют петрологически и пространственно единый вулканомагматический комплекс и одну щелочно-ультраосновную — щелочно-базальтоидную магматическую формацию. Они сложены набором в общем одних и тех же ультраосновных, основных и средних вулканогенных пород щелочного ряда и отличаются, главным образом, количественным соотношением различных фациальных и петрографических их представителей.

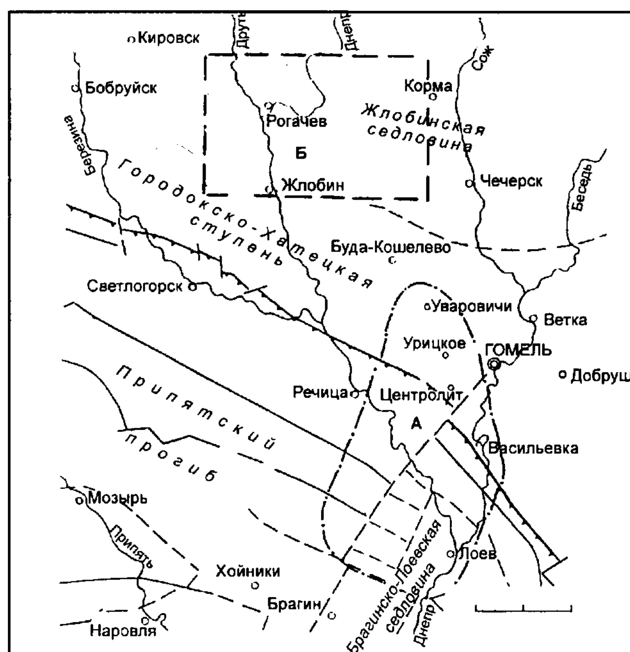


Рис. 8.12. Площади распространения верхнедевонских магматических образований Беларуси.

А — область распространения магматических образований рифтогенной щелочно-ультраосновной—щелочно-базальтоидной формации, Б — Жлобинское поле трубок взрыва щелочно-ультраосновных пород.

Основные типы пород. Эффузивные породы представлены щелочными и субщелочными трахитами, плагиотрахитами, трахиандезитами, трахибазальтами, оливиновыми меланефелинитами и нефелинитами, лейцитовыми нефелинитами и меланефелинитами, лейцититами и мелалейцититами, нефелиновыми лейцититами и мелалейцититами, гиалопикритами и щелочными пикритами. Аналогичный состав имеет литокластический материал туфов и туффитов.

Щелочные трахиты относятся к довольно распространенным вулканическим породам верхнедевонского комплекса Припятского прогиба. Это серые, розовато- или зеленовато-серые, иногда коричневые или розовые породы порфировой структуры. Вкрапленники представлены щелочными полевыми шпатами (альбитом, ортоклазом, реже анортоклазом), известковыми и щелочными пироксенитами (авгитом, эгирин-авгитом, иногда эгирином), базальтической и обыкновенной роговой обманкой и очень редко биотитом. Размеры вкрапленников полевых шпатов достигают 7—8 мм, цветных минералов — обычно не более 1,5—2 мм. Основная масса трахитовой, иногда ортофировой, очень редко пилотакситовой структуры сложена щелочными полевыми шпатами. В некоторых случаях содержит микролиты щелочного пироксена. По относительному содержанию цветных минералов породы принадлежат мезо- и меланократовым разновидностям щелочных трахитов, что подтверждается их химическим составом и расположением векторов на диаграмме А.Н. Заварицкого.

Субщелочные трахиты в Припятском прогибе — породы сравнительно редкие. От щелочных трахитов они отличаются наличием в фенокристаллах наряду со щелочными полевыми шпатами известково-натриевого плагиоклаза (обычно олигоклаза), а от обычных или нормальных трахитов — более высоким валовым содержанием щелочей и иногда также присутствием щелочных цветных минералов. Основная масса в них имеет щелочной состав.

Плагитрахиты — породы еще более редкие. От трахитов они отличаются только полевым шпатом в фенокристаллах, который обычно представлен основным олигоклазом, но встречается также кислый и средний андезин. Основная масса остается щелочной (альбит, ортоклаз, анортоклаз).

Трахиандезиты — породы также сравнительно редкие. От трахитов они отличаются составом фенокристаллов полевых шпатов, среди которых резко преобладают известково-натриевые плагиоклазы (основной андезин — основной олигоклаз), а также существенным содержанием в основной массе олигоклаза, который иногда преобладает. Состав олигоклаза в микролитах более щелочной, чем во вкрапленниках. Структура основной массы обычно трахитовая, иногда ортофировая. Фенокристаллы цветных минералов представлены авгитом, базальтической роговой обманкой, эгирин-авгитом. Обычно они почти полностью разложены.

Трахибазальты среди верхнедевонских вулканитов Припятского прогиба встречаются довольно часто. Это серые и темно-серые с зеленоватым или буроватым оттенком существенно измененные породы порфировой, иногда микропорфировой структуры. Фенокристаллы цветных минералов представлены полностью или частично разложенными пироксеном (авгитом) и амфиболом (обычно базальтической роговой обманкой). Вкрапленники полевых шпатов представлены либо ортоклазом, либо плагиоклазом (андезином и лабрадором). Основная масса сложена полевыми шпатами, рудными минералами, хлоритизированным вулканическим стеклом (до 5—7 %). Часто в ее составе наблюдаются игольчатые микрокристаллы пироксена, иногда встречаются чешуйки биотита. Лейсты и микролиты полевого шпата расположены беспорядочно, иногда субпараллельно ориентированные, представлены ортоклазом или анортоклазом, иногда совместно с плагиоклазом (в тех разностях, где плагиоклаз содержится и во вкрапленниках). По составу полевых шпатов среди трахибазальтов Припятского прогиба выделяются две разновидности: ортоклазовые трахибазальты, содержащие во вкрапленниках и в основной массе только ортоклаз (или вообще калишпат), и плагиоклаз-ортоклазовые, содержащие во вкрапленниках плагиоклаз, а в основной массе — плагиоклаз и ортоклаз.

Оливиновые меланефелиниты — зеленовато-темно-серые, частично измененные мелкопорфировые породы. Во вкрапленниках наблюдаются замещенные вторичными продуктами и, в первую очередь, гидроокислами железа зерна оливина и неизмененные, обычно сильно вытянутые кристаллы пироксена (титан-авгита). Размеры их, как правило, не превышают 1,5 мм. Основная масса сложена резко удлиненными и разнообразными по величине (от микролитов до микровкрапленников) кристаллами титан-авгита, близкими к идиоморфным, зернами нефелина и обильными выделениями рудного минерала (магнетита). Структура ее, в силу потокообразного расположения кристаллов пироксена, субфлюидальная.

Нефелиниты и меланефелиниты относятся к наиболее распространенным вулканитам рассматриваемого комплекса. Это зеленовато-темно-серые, иногда коричневые или почти черные породы, существенно измененные, с порфировой, иногда микропорфировой или афировой структурой. Вкрапленники представлены нефелином, нацело замещенным глинистыми минералами, и пироксеном — обычно эгирин-авгитом, иногда эгирином, а в ядрах зональных кристаллов встречается и авгит. Размеры вкрапленников нефелина иногда достигают 7—8 мм. Основная масса сложена микролитами глинизированного нефелина, размещенными в стекловатом, также глинизированном базисе. Иногда в ее составе наблюдаются игольчатые микролиты сфена и пироксена. Встречаются разности, содержащие в основной массе лейцит, замещенный анальцимом (лейцитовые нефелиниты). Лейцититы и мелалейцититы неотличимы от нефелинитов и меланефелинитов. Это сильноизмененные, преимущественно порфировые породы той же окраски. Они состоят из девитрифицированной, существенно замещенной вторичными минералами стекловатой основной массы с обилием псевдоморфизованных микролитов лейцита, а иногда и эгирина, и вкрапленников-псевдоморфоз вторичных минералов по лейциту, а также кристаллов авгита и эгирин-авгита.

Нефелиновые лейцититы и мелалейцититы отличаются от лейцитовых нефелинитов и меланефелинитов преобладанием в основной массе микролитов лейцита над нефелином. Состав фенокристаллов остается тот же — нефелин (псевдоморфозы) и пироксен (эгирин-авгит). Среди этих пород есть малоизмененные разности. Они черного цвета, микро- и мелкопорфировые, сложенные частично девитрифицированным и замещенным вторичными минералами вулканическим стеклом микролито-витрофировой структуры, усеянным микролитами лейцита и нефелина. В фенокристаллах — псевдоморфизованный нефелин и щелочные пироксены.

Гиалопикриты относятся к одним из наиболее распространенных в Припятском прогибе вулканитов. Это серовато-темно-зеленые, сильноизмененные витропорфировые ультраосновные породы миндалекаменной текстуры с первично стекловатой основной массой и обилием идиоморфных вкрапленников оливина, иногда и в резко подчиненном количестве — пироксена. Размеры вкрапленников — от 0,2 до 3 мм, они полностью замещены вторичными продуктами. Стекловатая основная масса усеяна выделениями рудного минерала и полностью глинизирована. Миндалины размером 0,2 мм выполнены вторичными минералами.

Щелочные пикриты представляют собой черные мелкопорфировые, иногда почти неизмененные породы, макроскопически похожие на базальты. Они состоят из разнозернистой, существенно пироксеновой основной массы и густо размещенных в ней вкрапленников оливина (до 20 % объема породы) размером от 0,2 до 1,6 мм. Оливин хорошо сохранился. Основная масса сложена пироксеном (авгитом), рудным минералом и стекловатым базисом. В качестве второстепенных составных частей она содержит выделения нефелина (до 5—7 %), флогопита, цеолитов и стеклоподобного хлорофеитового вещества. Расположение микрокристаллов пироксена в основной массе беспорядочное, они разнообразны по величине, наиболее крупные достигают 0,6—0,8 мм в длину, относясь уже к микровкрапленникам.

Породы субвулканических фаций представлены сиенит-порфирами, сиенит-аплитами, вогезитами, минетта-вогезитами, шонкинитами, мончикитами, джумаритами, порфировыми пикритами. В жерловой фации встречены сиенит-порфиры и микросиениты.

Сиенит-порфиры Припятского прогиба по минеральному и химическому составу полностью соответствуют развитым в его пределах трахитам, от которых отличаются более крупнокристаллической структурой и отсутствием стекловатого мезостазиса в основной массе породы. Это темно-серые, розовато-бурые или коричневые порфировые породы, существенно состоящие из щелочных полевых шпатов. Во вкрапленниках, кроме последних, присутствуют моноклинные пироксены и роговая обманка, в редких разностях встречается олигоклаз. Основная масса сложена беспорядочно или флюидально расположенными лейстами ортоклаза, реже анортоклаза и альбита. Значительное содержание рудных минералов, иногда характерно наличие мелких включений биотита. В этих породах часты шлировые текстуры.

Микросиениты встречаются редко. От сиенит-порфиров они отличаются отсутствием фенокристаллов. Пироксены и роговая обманка входят в состав основной массы этих пород. Аплитовые разности сиенитовых пород (сиенит-аплиты) в районе проявления верхнедевонского вулканизма встречаются также редко. От сиенит-порфиров и микросиенитов они отличаются полным отсутствием железо-магнезиальных и первичных рудных минералов.

Вогезиты, представляющие собой темно-серые значительно измененные мелкозернистые породы, состоят из цветных минералов и калиево-натриевого полевого шпата примерно в равных количествах. Много рудного минерала. Структура типично лампрофировая, обусловленная наличием крупных (до 5—7 мм) вкрапленников роговой обманки и реже пироксена, замещенных хлоритом и карбонатом. Для вогезитов Припятского прогиба характерно множество мелких чешуек, заключенных обычно в лейстах ортоклаза, и очень редких порфировых выделений этого минерала, что несколько сближает их с минеттами.

Минетта-вогезитами в Припятском прогибе названы породы, отличающиеся от вогезитов только более высоким содержанием биотита, причем как в основной массе, так и во вкрапленниках.

Шонкиниты представляют собой розовато-темно-серые хорошо сохранившиеся среднезернистые породы меланократового облика. Структура их пойкилитовая, обусловленная сравнительно крупными (до 5 мм) кристаллами анортоклаза, заключающими в себе вростки пироксена (авгита), базальтической роговой обманки, рудного минерала и значительно реже биотита. В связи с тем, что по минеральному составу эти породы очень сходны с сиенит-порфирами и трахитами, но резко отличаются от них количественным соотношением кальцита и цветных минералов, являясь породами меланократовыми, в рассматриваемой комплексе они отнесены к породам лампрофирового ряда.

Мончикиты — темно-серые, частично измененные массивные породы сериально-мелкопорфировой структуры. Вкрапленники в них, присутствующие в изобилии, представлены оливином, замещенным вторичными минералами (кальцитом, серпентином и др.), реже авгитом. Размеры их, как правило, не превышают 1 мм, но встречаются отдельные кристаллы оливина до 1,5—2 мм. Основная масса сложена бесцветным или буроватым землистым веществом, близким к изотропному, напоминающим частично раскристаллизованное вулканическое стекло, с обилием удлиненных, часто линзовидных микролитов авгита и баркевикита, а также точечных микровыделений рудного минерала (магнетита).

Безоливиновый мончикит-джумарит представлен темно-серой до черной существенно измененной порфировой породой с макроскопически уже более характерной для лампрофиров структурой. В фенокристаллах наблюдаются выделения авгита, магнетита, значительно реже баркевикита. Наиболее крупных размеров (до 1 см) достигают выделения авгита. Основная масса сложена раскристаллизованным и сильнокарбонатизированным вулканическим стеклом с умеренным количеством микролитов баркевикита и обилием точечных выделений магнетита.

Порфировые пикриты Припятского прогиба относятся к субвулканическим образованиям. Это темные существенно измененные оливин-пироксеновые породы сериально-порфировой структуры, состоящие из измененного вторичными минералами оливина (до 30 % объема), хорошо сохранившегося пироксена (авгита) и измененного, частично замещенного вторичными продуктами стекловатого базиса. В умеренном количестве содержится рудный минерал (до 7 %) и в небольшом (около 3 %) — биотит. Оба входят в состав основной массы. Размеры выделений оливина — до 4 мм, пироксена — до 1,7.

Особенности минерального состава и химизма пород. В составе главных породообразующих минералов большинства охарактеризованных пород присутствуют щелочные пироксены — эгирин и эгирин-авгит. Полевые шпаты в большинстве случаев представлены щелочной разновидностью (ортоклаз, анортоклаз, первичный альбит). Плагиоклазсодержащие породы, как правило, характеризуются аномально кислым составом плагиоклаза. Повышенная щелочность ультраосновных пород сказывается в присутствии в них биотита, флогопита, анальцима, натролита. Главные породообразующие минералы щелочных (фельдшпатоидных) пород — нефелин, лейцит и эгирин-авгит. Из акцессорных минералов наиболее распространены в породах формации титаномагнетит, сфен, апатит.

Главные особенности химизма пород ассоциации: резко повышенная щелочность при смешанном калиево-натриевом характере щелочей; обедненность кремнеземом — все разности пород формации недосыщены кремнекислотой; повышенное содержание титана, отражающееся в высоком содержании акцессорного сфена; повышенное содержание в наиболее кислых дифференциатах — субщелочных и щелочных трахитах окислов магния, кальция и часто железа, что сказывается на относительно меланократовом характере этих пород; обедненность наиболее щелочных дифференциатов — нефелинитов, лейцититов и их меланократовых разностей кальцием, что обуславливает присутствие в них в качестве цветного минерала эгирин-авгита вместо обычных титан-авгита и диопсида.

Генезис и условия формирования. Описанная ассоциация вулканитов, вероятнее всего, образовалась вследствие дифференциации исходной щелочно-ультраосновной магмы, поднявшейся с больших глубин верхней мантии, а не глубины выплавления базальтовых магм. Подъем глубинной магмы в верхние слои земной коры, как уже отмечалось, был обусловлен процессами континентального рифтогенеза.

Вулканическая деятельность протекала в два этапа — евлановско-ливенский и елецкий. Она носила подводный и островной характер, т. е. отложение вулканогенного материала происходило, в основном, в вод-

ной среде. Об этом свидетельствуют: часто встречающееся чередование туфов с известковыми туффитами; наличие морской фауны в туфах и туффитах; повсеместно наблюдающаяся слоистость наиболее мелкокластических разностей туфов в результате закономерного изменения их структуры в вертикальном направлении; интенсивное окремнение синхронных с вулканогенными нормально-осадочных отложений прогиба. На происходившие время от времени надводные выбросы пирокластики указывает наличие тонких прослоев алевритовых вулканических туфов в значительно удаленных от района вулканических извержений центральных и западных частях Припятского прогиба.

Большое разнообразие петрографических разностей пород, извергнутых на сравнительно небольшой площади, является характерной особенностью большинства щелочно-ультраосновных — щелочно-базальтоидных ассоциаций, к которым относится и рассматриваемая. Она объясняется свойством исходных щелочно-ультраосновных магм давать обилие дифференциатов в процессе подъема их к поверхности, чему способствовали особенности строения тектонических зон, в которых происходил подъем таких магм — наличие густой сети магмовыводящих путей (разломов) и разноуровенных промежуточных камер, в которых происходила дифференциация магм.

Магматические образования Городокско-Хатецкой ступени

В 1980 г. в крайней юго-восточной части Городокско-Хатецкой ступени, в 12 км западнее г. Гомеля гидрогеологической скв. Центролит К2 на гл. 401,5 м под отложениями триаса встречены (впервые за пределами Припятского прогиба и Брагинско-Лоевской седловины) и пройдены до глубины 1002 м вулканогенные образования, представленные преимущественно ультраосновными и основными эффузивными и субвулканическими породами и их туфами. Здесь вскрыты (сверху вниз): 401,5—403,0 м — кора выветривания нефелинитов; 403,0—407,0 — нефелинит лейцитовый; 407,0—432,5 — лейцитит; 432,5—438,9 — нефелинит лейцитовый; 438,9—486,9 — лейцитит; 486,9—512,4 — туфы нефелинит-лейцититовые; 512,4—582,5 — нефелиниты; 582,5—589,0 — щелочной сиенит-порфир; 589,0—592,5 — лейцитит нефелинсодержащий; 592,5—595,2 — щелочной сиенит-порфир; 595,2—648,0 — туфы лейцититов и нефелинитов; 648,0—662,9 — лейцитит нефелиновый; 662,9—723,8 — туфы нефелинит-лейцититового, в нижней части смешанного состава; 723,8—783,5 — нефелиниты; 783,5—1002,0 м — туфы лейцитит-нефелинитовые, нефелинит-лейцититовые разной (от агломератовой до псаммитовой) структуры (Корзун, 1982).

Нефелиниты зеленовато- и буровато-серые, микро- и мелкопорфировые, в разной степени измененные, с вторичными глинистыми и карбонатными минералами, цеолитами и др. Основная масса представлена апостекловатым базисом с сохранившимися реликтами микролитов нефелина, иногда лейцита и редкими фенокристаллами пироксена. Встречаются измененные афанитовые лейцитсодержашие разности нефелинитов.

Лейцититы темно-зеленые, буровато- и зеленовато-серые, нередко пятнистой окраски, часто миндалекаменные, сильноизмененные. В миндалинах хлорит, цеолиты, кальцит. Сложены измененным стекловатым базисом с обилием микролитов лейцита, иногда эгирина и вкрапленников: нефелина (в виде псевдоморфоз вторичных минералов), авгита и эгирин-авгита. Встречаются менее измененные стекловатые разности лейцититов черного цвета, сложенные, в основном, вулканическим стеклом с микролитами лейцита и нефелина.

Сиенит-порфиры светло-серые с зеленоватым и желтовато-бурым оттенками. Их основная масса сложена ортоклазом, с обильной примесью чешуек биотита, часто ожелезненного. Фенокристаллы представлены ортоклазом.

Туфы нефелинит-лейцититового состава зеленовато-серые и буровато-зеленые, от пепловых до псефитовых и псефито-агломератовых, сильноизмененные (хлоритизированные, карбонатизированные и др.).

Петрографическое сравнение пород скв. Центролит К2 и востока Припятского прогиба свидетельствует об их принадлежности к евлановско-ливенской вулканомагматической ассоциации. По химическому составу нефелиниты и лейцититы данного разреза и одноименных пород Припятского прогиба близки между собой, характерна существенная обедненность кальцием родоначальной магмы, чем обусловлено наличие в этих породах эгирина и эгирин-авгита вместо обычных титан-авгита и диопсида.

Фациальная принадлежность вулканитов, вскрытых скв. Центролит К2, трактуется неоднозначно. В.П. Корзун (1982), впервые описавший этот разрез, рассматривал его как мощную вулканогенную толщу, образованную переслаивающимися эффузивными (нефелиниты, лейцититы и др.) и пирокластическими (туфы) породами. В 1995 г. К.Н. Монкевич высказал предположение, что данная скважина пробурена по трубке взрыва. Н.В. Веретенников считает, что скв. Центролит К2 пройдена в пределах центральной части вулканической постройки и вскрывает в разных интервалах глубин то прижерловую часть стратовулкана (слоистые псефито-псаммитовые, псаммо-алевритовые пепловые туфы), то эруптивно-пирокластические (агломератовые, псефитовые туфы) и субвулканические (нефелиниты, лейцититы) породы кратерно-жерловых фаций.

В 90-х годах вулканомагматические породы вскрыты многочисленными скважинами в юго-восточной части Городокско-Хатецкой ступени (район пос. Урицкое — Уваровичи; см. рис. 8.12), которые пробурены здесь с целью выявления трубок взрыва.

В р-не пос. Урицкое (Южно-Уваровичская площадь) они представлены, в основном, трахитами и сиенит-порфирами, т. е. субщелочными эффузивными и гипабиссальными или субвулканическими породами среднего состава. Лишь на западе этой площади вскрыты меланократовые пироксен—амфиболовые трахиты (скв. 65) и щелочные базальты (скв. 65А). Все эти породы, видимо, образуют погребенные вулканические купола, потоки, субвулканические тела, залегающие на глубине 150—300 м. Истинная мощность, строение и их петрографический состав неизвестны, так как подавляющее большинство скважин вскрывает лишь их верхние 15—25 м. Максимальная вскрытая мощность трахитов — 150 м. Не установлен и точный возраст вулканитов данного района, так как неизвестны подстилающие их отложения, а перекрываются они с крупным стратиграфическим перерывом средне (?)—верхнеюрскими, иногда нижнетриасовыми отложениями. Вероятнее всего, они геологически синхронны с нижней, евлановско-ливенской вулканогенной толщей Припятского прогиба.

Ниже приводится краткая петрографическая характеристика вулканических пород района пос. Урицкое.

Трахиты серовато-коричневые и коричневые, порфировые. Их основная масса сложена калишпатами, вкрапленники — кислыми и средними плагиоклазами, реже щелочными пироксенами (эгирин-авгитом), которые обычно замещены карбонатами и окислами железа. Встречается сфен, часто замещенный лейкоксеном; много рудных минералов (магнетит и лейкоксен). В верхней части трахиты в разной степени выветрелые, зеленовато-серые, в ожелезненных разностях бурые.

Щелочные трахиты темно-серые с лиловым оттенком. Их основная масса сложена калишпатами, альбитом, эгирин-авгитом, во вкрапленниках — эгирин-авгит, щелочные полевые шпаты. Много магнетита, есть сфен. В верхней части породы зеленовато-желтовато-серые, сильнотрещиноватые, выветрелые.

Сиенит-порфиры серые, зеленовато-серые, лилово-серые, коричнево-серые. Основная масса породы полевошпатовая (альбит, ортоклаз). Обильные фенокристаллы представлены плагиоклазом (альбит, андезин), в меньшем количестве — пироксенами и роговой обманкой. Встречаются сфен, магнетит, лейкоксен, окислы железа. В верхней части породы выветрелые.

Химический и минеральный состав трахитов и сиенит-порфиров данного района свидетельствует, что они комагматичны одноименным породам Припятского прогиба. Так же, как и последние, они отличаются от средних трахитов пониженным содержанием кремнезема (52,3—57,6 %) и относятся, по классификации А.Н. Заварицкого (1960), к классу недосыщенных кремнекислотой пород.

Отличные от вышеописанных вулканиты вскрыты двумя скважинами (65 и 65А) в северо-западной части Южно-Уваровичской площади. Скв. 65 в интервале 328—390 м под отложениями верхнего девона пройдены пироксен-амфиболовые порфировые трахиты голубовато-светло-серые, в верхней части выветрелые. Основная масса ортофировой и трахитовой структуры сложена калиево-натриевым полевым шпатом и кислым плагиоклазом с примесью измененного вулканического стекла. Вкрапленники представлены калиево-натриевым полевым шпатом и кислым плагиоклазом, часто разложенной бурой и зеленовато-бурой роговой обманкой, изредка пироксеном (авгитом). По химическому составу эти породы отличаются пониженным содержанием кремнезема (52,5—54,2 %) и, по классификации А.Н. Заварицкого (1960), относятся к слабонедосыщенным кремнекислотой трахитам.

Скв. 65А в интервале 337—375 м вскрыта под отложениями домановичского горизонта верхнего девона верхняя часть вулканогенной толщи. Она имеет следующее строение: 337,0—354,0 м — верхний покров щелочных ортоклазовых базальтов; 354,0—357,0 — вулканомиктовые конгломераты; 357,0—363,5 — кора выветривания эффузивных пород; 363,5—371,0 — нижний покров щелочных ортоклазовых базальтов; 371,0—375,0 м (забой) — туфы лилово-коричневые, алевропелитовые.

Базальты верхнего покрова представляют собой черную породу с редкими вкрапленниками пироксена (авгита) размером от долей миллиметра до 4 мм. Основная масса сложена микролитами ортоклаза и в меньшем количестве пироксена, между которыми наблюдаются: девитрифицированное вулканическое стекло, редкие чешуйки биотита и обилие точечных выделений магнетита. Вкрапленники представлены пироксеном (авгитом).

Базальты нижнего покрова отличаются от верхнего густопорфировой структурой, большим количеством микролитов пироксена и стекла в ортоклаз-пироксен-магнетитовой основной массе, изобилием длиннопризматических вкрапленников пироксена (авгита) величиной до 3 мм, расположенных беспорядочно. Встречаются и более крупные (до 1,5 см) короткопризматические фенокристаллы пироксена. По химическому составу породы, вскрытые скв. 65А, соответствуют щелочным базальтам (Магматические ..., 1983), причем породы нижнего и верхнего покровов несколько различаются по содержанию MgO, CaO, Al_2O_3 и суммарного железа в соответствии с неодинаковым содержанием в них пироксена.

В районе Уваровичей выявленные вулканогенные образования верхнего девона представлены вулканокластическими породами трубок взрыва. К 1998 г. здесь установлено (при проверке скважинами локальных магнитных аномалий) 6 трубок взрыва (см. рис. 8.12). Их размеры и морфология изучены пока недостаточно. Выявленные трубки выполнены во вскры-

той верхней (кратерной) части вулканокластическими породами — туфами, ксенотуфами, туфобрекчиями разного гранулометрического состава. Они содержат различное количество (до 50 % и более в ксенотуфах) ксеногенного кластического материала — продуктов дробления вмещающих карбонатных, карбонатно-глинистых, обломочных и других пород девона. Среди них обычно преобладают обломки, а нередко крупные, до нескольких метров, глыбы и "отторженцы" серых кавернозных доломитизированных известняков, аналогичных известнякам воронежского горизонта верхнего франа. Перекрыты трубки взрыва терригенно-глинистыми, терригенно-карбонатными туфогенными или туфогенно (?)-вулканомиктовыми отложениями евлановского горизонта. Этим устанавливается поздневоронежско (?)—раннеевлановский возраст трубок взрыва района Уваровичей (Кручек, Обуховская, 1997).

Петрографические и петрохимические исследования пород трубок взрыва р-на Уваровичей показывают, что они, как и породы характеризуемых ниже трубок взрыва Жлобинского поля, принадлежат к классу щелочно-ультраосновных вулканических пород. Содержание кремнезема в них составляет в среднем от 34,9 (диатрема № 57) до 42,1% (№ 54), а сумма щелочей — от 3,4 (№ 57) до 7,9 % (№ 54). По содержанию этих компонентов, положенных в основу петрохимической классификации магматических горных пород, а также других главных породообразующих окислов (MgO, Al_2O_3, сумма оксидов Fe), породы диатрем района Уваровичей наиболее близки к двум основным семействам вулканических щелочно-ультраосновных пород — щелочным пикритам и ультраосновным фондитам (Классификация и номенклатура ..., 1981; Магматические ..., 1983).

Петрографический и химический состав вулканитов свидетельствует, что главным типом образующих ювенильные литокласты пород почти всех (за исключением одной) трубок взрыва района Уваровичей являются фельдшпатоидные, преимущественно нефелин-лейцитовые пикриты, которые, судя по их обедненности оливином (и соответственно окисью магния) при относительно высоком содержании глинозема, находятся на определенной стадии перехода к ультраосновным фондитам, а именно к нефелин-оливиновым мелалейцититам. Все эти породы сильно изменены и почти нацело замещены вторичными продуктами с частичным сохранением структуры и форм псевдоморфоз по некоторым микролитам. Они представлены эффузивами, в стекловатой основной массе которых первоначально присутствовали округлые микролиты лейцита, в меньшем количестве микролиты и микровкрапленники нефелина, микролиты и микровкрапленники пироксена, а также микролиты и микровкрапленники оливина. Лейкокласты такого типа характерны для изучавшихся пород диатрем №№ 53, 56, 57, по менее представительным данным — №№ 50 и 52. И только в породах трубки № 54 ювенильные литокласты представлены несколько менее измененными эффузивами, в которых кое-где сохранились реликты первичных породообразующих минералов. Судя по минеральному и химическому составу таких литокластов, диатрема № 54 сложена щелочными (калиевыми) пикробазальтами, массивными или миндалекаменными, характеризующимися микропорфировой структурой. Основная масса в них микролитовая с высоким содержанием девитрифицированного стекла, выделений магнетита. Микролиты представлены удлиненными кристалликами пироксена и калишпата, расположенными беспорядочно, а вкрапленники — псевдоморфозами по пироксену, реже по оливину и очень редко по полевому шпату. Размеры этих псевдоморфоз обычно не превышают 0,7—0,8 мм, но преобладающая величина их 0,1—0,3 мм. Они выполнены хлоритом, глинистыми минералами, серпентином, а миндалины — в основном халцедоном и карбонатом.

Химический состав эффузивных пород диатрем района Уваровичей отражает общую для всех эффузивов района закономерность — недосыщенность кальцием родоначальной магмы.

Магматизм Жлобинской седловины (Жлобинское поле диатрем)

Локализация и геологическая характеристика. Вулканомагматические образования верхнего девона установлены пока лишь в западной приосевой части Жлобинской седловины, в районе Рогачева — Жлобина. Позднедевонский магматизм проявился здесь, в основном, образованием трубок взрыва (диатрем). К настоящему времени в указанном районе выявлено 23 диатремы, на основании чего здесь выделено первое в Беларуси поле диатрем, названное Жлобинским (Хомич и др., 1993). Выявленные диатремы расположены на небольшой (около 600 км^2) площади протяженностью с запада на восток на 40, с севера на юг — почти на 25 км. Они четко группируются в 4 куста (Антоновский — 7 трубок, Лучинский — 4, Гадиловичский — 7, Рогачевский — 5 трубок) и одно гипабиссальное тело — силл (рис. 8.13).

В палеотектоническом отношении Жлобинское поле диатрем, как и большая южная часть одноименной седловины, находится в пределах Северо-Припятского плеча — обширной периферической зоны поднятия и растяжения Припятского пояса (области) рифтогенеза. Эти процессы сопровождались активизацией древнейших, в т. ч. надрегиональных разломов субмеридионального и северо-восточного простирания и заложением новых, преимущественно субширотных разломов, параллельных или субпараллельных главному рифтообразующему, т. е. Северному краевому разлому Припятского прогиба. При этом происходило также образова-

Рис. 8.13. Расположение трубок взрыва на Жлобинском поле диатрем.

ние оперяющих разрывных нарушений и так называемых зон разуплотнения, благоприятных для вулканомагматических проявлений в виде трубок взрыва. К одной из таких зон, видимо, и приурочено Жлобинское поле диатрем.

Диатремы Жлобинского поля в своей верхней, более или менее изученной части представляют воронкообразные и морфологически близкие к ним тела, прорывающие нижнюю (доверхнефранскую) часть платформенного чехла. В плане они имеют преимущественно округлую или удлиненно-овальную форму. Их размеры по кровле от 60 м по короткой оси (трубка Лучин 2) до 1 000 по длинной (Асоя). Широкая кратерная конусообразная часть диатрем на глубине 250—400 м от их поверхности переходит в узкую жерловую размерами от десятков до нескольких метров (рис. 8.14). Более глубокие части диатрем и их подводящие каналы пока практически не изучены, так как лишь на части из них пробурены скважины глубиной до 500—600 м. В современном рельефе трубки не выражены. Они отражаются лишь в магнитном поле более или менее изометричными локальными аномалиями интенсивностью от первых десятков до 300 нТл. В гравитационном поле большинство трубок имеющейся аппаратурой не фиксируется. Только некоторые из них слабо намечаются незначительными гравитационными аномалиями от –0,2 до +1 мгл.

На юге (Антоновский куст) диатремы перекрываются верхнефранскими (речицкий горизонт), на ос-

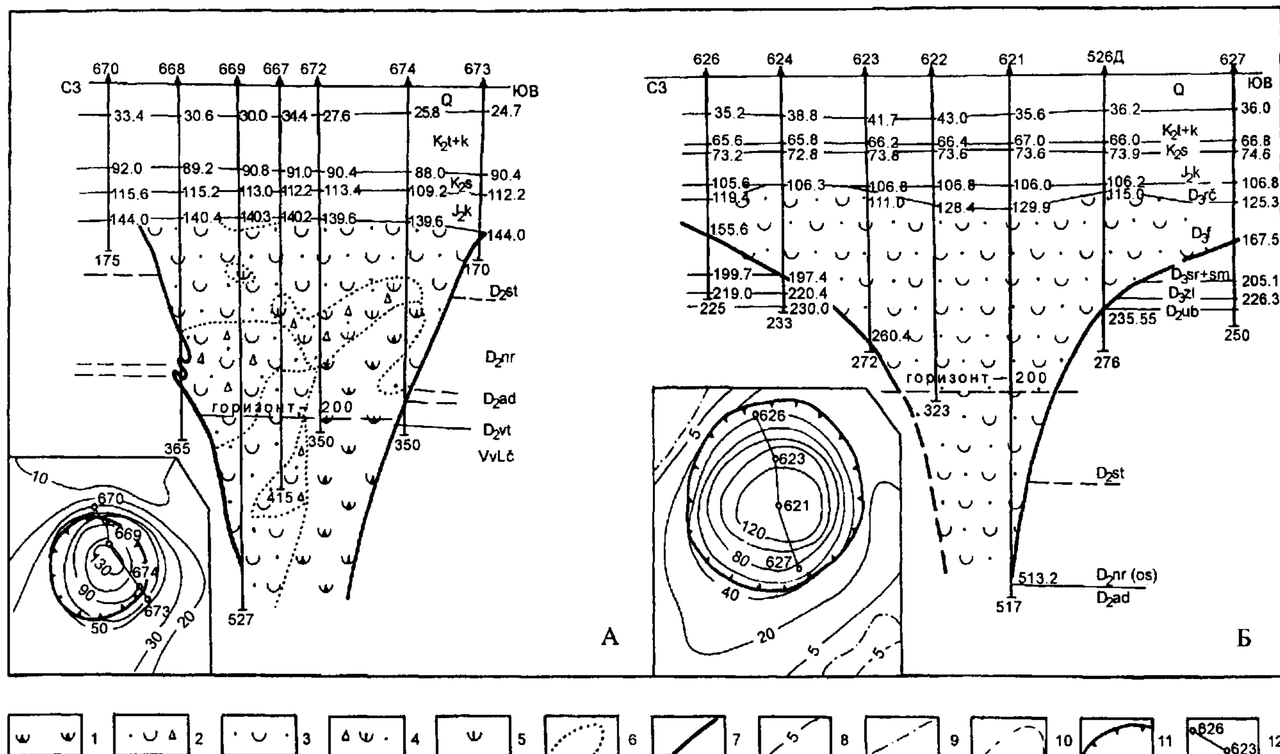


Рис. 8.14. Геологический разрез диатрем Нижевская (А) и Еленец 2 (Б). На врезках магнитные поля.

1 — автолитовая брекчия, 2 — туфобрекчия разнообломочная, 3 — то же, мелкообломочная, 4 — ксенотуфобрекчия разнообломочная, 5 — то же, мелкообломочная, 6 — границы типов пород в диатреме, границы тела диатремы. На врезках: 8—10 — изодинамы положительные (8), нулевая (9), отрицательные (10); 11 — границы диатрем в плане по кровле староoскольских (А) и саргаевских (Б) отложений; 12 — буровые скважины, их номера и линии профилей.

тальной территории — среднеюрскими отложениями. Мощность перекрывающего комплекса, представленного верхнедевонскими, юрскими, меловыми и неоген (?)—антропогеновыми отложениями, т. е. глубина до кровли диатрем минимальная 104 м (трубка Марусино), максимальная до 230 м (Асоя). Перепады глубины залегания кровли в пределах одной диатремы достигают 38—42 м.

Фациальные и структурные типы пород. Диатремы Жлобинского поля в их верхней (кратерной) части сложены вулканокластическими, преимущественно эксплозивно-обломочными породами кратерной и жерловой фаций вулканизма. В низах кратерной части диатрем Мадорская, Княжинская, Кустовицкая, Федоровская и др. вулканокластиты неоднократно чередуются (в керне) с массивными и в разной степени брекчированными лавовыми породами. Последние образуют интервалы от нескольких сантиметров до 2—10 м, редко — более. В большинстве они представляют собой крупные обломки, глыбы и т. п. эксплозивные фрагменты пород субвулканических (некки, подводящие дайки) и гипабиссальных (силлы) тел, ассоциирующих обычно с диатремами. Одно из них, вскрытое скважинами на месте предполагавшейся по геофизическим данным диатремы Мадорская 2, представляет собой небольшой силл, другие (Еленец 3, гл. 370—371,3 м и Сеножатка, гл. 657—668 м) — предположительно подводящие дайки. В трубках Модорская и Княжинская на глубинах соответственно 390—450 и 425—555 м скважинами вскрыты массивные, участками трещиноватые и брекчированные магматические микрокристаллические породы, видимо, образующие субвулканические тела — некки или подводящие дайки. Достигшие их скважины не вышли из этих пород.

Вулканокластические породы. В зависимости от размерности кластогенных фракций, преобладающих в сложении этих пород, соотношения в их составе ювенильного и ксеногенного материала выделяются следующие основные их типы: туфы, туфобрекчии, ксенотуфы, ксенотуфобрекчии. Реже встречаются бомбово-глыбовые агломератовые туфы и лавобрекчии (трубки Мадорская, Кустовицкая, Княжинская и др.).

Туфы — петрографически самый представительный и наиболее распространенный тип пород в кратерной части диатрем. По химическому и минеральному составу они наиболее близки к составу того магматического материала, дезинтегрированными компонентами которого они, в основном, сложены. В изученных диатремах в той или иной мере представлены почти все основные структурные разности туфов, кроме пепловых. Преобладают, как правило, смешанные псаммито-псефитовые и мелкопсефитовые туфы с размерами вулканокластов от долей до 10 мм, при этом обычно с той или иной примесью более крупных обломков. По мере увеличения содержания и размеров последних туфы переходят в псефитовые, иногда в еще более грубые, агломератовые разности с размерами обломков до 10 см и более.

Среди псефитовых туфов особо выделяются лапиллиевые и лапиллиево-бомбовые разности. Лапилли и бомбы с характерными для них аэродинамическими формами закручивания, растяжения, разрыва, вспучивания, с неровными заливчатыми или рваными краями сложены мелкопузыристой или плотной лавой темно-зеленовато-серого, коричневато- или темно-серого цвета. Цементом служит более мелкий пластический ювенильный и ксеногенный материал.

Довольно распространены (диатремы Асоя, Близнецовская, Денисковичи, Еленово, Нижевская, Цупер, Лучин), для некоторых диатрем менее характерны (Красницкая, Федоровская, Княжинская и др.) своеобразные мелкопсефитовые "лапиллиевые" туфы. Весь, а иногда большая часть псефитового материала в них представлена округло-изометричными, видимо, "окатанными" в вязком состоянии или оплавленными обломками — "горошинами" (псевдолапиллями) лавовой породы — темно-серой, почти черной в свежих разностях, микро- или криптокристаллической структуры, нередко микропорфировой. Многие обломки, в том числе все более крупные (0,5 см и более) в центре содержат кристаллокласты и сростки кристаллов амфибола, реже пироксена, биотита, флогопита, а также небольшие (до 1—3 см) ксенолиты кристаллических, реже осадочных (доломиты и др.) пород. Цементом этой разновидности туфов служит мелкая ювенильная пирокластика с разной примесью тонкокластического ксеногенного материала, ассимилированного из вмещающих осадочных толщ. Реже встречаются туфобрекчии, состоящие, в основном, из угловатых псефитовых обломков лавовых пород с небольшим количеством цементирующего ювенильного мелкокластического материала, и лавобрекчии, практически не содержащие его, сцементированные вторичным карбонатным, карбонатно-сульфатным или кварцево-карбонатным цементом базального типа.

В сложении всех разностей туфов, как и большинства других структурных типов вулканокластических пород диатрем, участвуют и обычно легко устанавливаются визуально три генетически разнородные группы кластического материала: ювенильная пирокластика; ксенокластический материал, состоящий из продуктов механического дробления крепких (известняки, доломиты, песчаники) и ассимиляции рыхлых и пластичных (пески, глины) вмещающих диатрему пород платформенного чехла; ксенолиты кристаллических, в том числе глубинных пород.

Ювенильная пирокластика состоит, в основном, из обломков в разной степени раскристаллизованных магматических (лавовых) пород, раздробленных вулка-

ническим взрывом (или взрывами) после их остывания и частичной или полной кристаллизации в подводящих каналах и субвулканических телах. Литокласты сложены микропорфировыми или афировыми породами с гиалопилитовой, микролито-витрофировой или трахитоидной структурой основной массы. Основными относительно лучше сохранившимися минералами порфировых вкрапленников и микролитов в литокластах туфов большинства изучавшихся диатрем являются амфибол, клинопироксен, темные слюды (преимущественно биотит) и рудные (в основном, магнетит, меньше — титаномагнетит и ильменит). Все остальные первичные породообразующие минералы, среди которых в разном количестве и с большей или меньшей степенью достоверности устанавливаются нефелин, лейцит, мелилит, оливин, практически полностью замещены вторичными минералами. Витрокластический материал, кроме первично стекловатых лавовых лапиллей и бомб, практически не устанавливается из-за его отсутствия или полного замещения вторичными минералами. Третий компонент ювенильной пирокластики — кристаллокласты. Общее содержание их в туфах, как правило, не превышает первых процентов. Среди них преобладают амфибол, клинопироксен, темные слюды. В меньшем количестве представлены рудные, фельдшпатоиды, реже оливин, причем, последние два — обычно в виде псевдоморфоз вторичных минералов. Размеры кристаллокластов — от долей до 1—3 мм. В туфах диатрем Княжинская, Серебрянская, Нижевская, Красницкая и др. встречаются кристаллокласты амфибола размерами до 10—30 мм, по крайней мере часть из которых имеет ксеногенную природу, т. е. попали в породы диатрем при их образовании в результате дробления амфиболитов и горнблендитов. Многочисленные ксенолиты этих пород содержатся в вулканокластических и лавовых породах многих диатрем.

Ксенокластический материал, образуя в туфах более или менее значительную, но все же подчиненную примесь, представлен макро- и микрообломками, а также материалом более тонкого дробления и ассимиляции осадочных пород девонских и верхнепротерозойских толщ, вмещающих диатремы: известняков, доломитов, мергелей, глин, гипсов, песчаников, алевролитов, тиллитов и др. Соответственно составу этих пород представлен ксеногенный кристаллокластический материал. Это зерна, обломки и агрегаты кристаллов кальцита, доломита, кварца, полевых шпатов, мусковита, реже других минералов. Несравнимо меньше в туфах, как и в других вулканокластических породах диатрем, обломков кристаллических пород фундамента, представленных, в основном, амфиболитами и различными гранитоидами и гнейсами. Значительно реже встречаются ксенолиты более глубинных кристаллических пород: горнблендитов, эклогитоподобных гранатовых гранулитов, шпинелевых и гранатовых пироксенитов. К тому же обнаружены они не во всех диатремах.

Туфы диатрем обычно плотные, крепко сцементированные. Цементом их являются тонко-мелкокластический материал, продукты его вторичных изменений, а также минералы поствулканических процессов эндо- и экзогенной природы: карбонаты, сульфаты, минералы кремнезема, хлориты, серпентин, глинистые минералы, цеолиты и др.

Цвет туфов в относительно свежих, не сильно "загрязненных" ксеногенным материалом разностях в большинстве диатрем темно-серый, до черного, а в диатремах, образованных туфами меланефелинитов (Мадорская, Кустинская; частично — Княжинская, Федоровская, Серебрянская и др.), с более или менее интенсивным зеленоватым оттенком. В верхних горизонтах диатрем туфы, как и другие вулканокластические породы, имеют зеленовато-серый, а в кровле в наиболее выветрелых разностях — бурый, коричневато-серый или зеленовато-коричневый цвет.

Ксенотуфы представлены преимущественно псаммито-псефитовыми разностями. Они более чем наполовину сложены ксеногенным кластическим материалом, представляющим собой продукты дробления осадочных пород, вмещающих диатремы. Несколько более условно выделение в качестве самостоятельного типа пород ксенотуфобрекчий, к которым следует относить разновидности ксенотуфов, содержащие значительное (> 25 %) количество относительно крупных, т. е. более 1 мм обломков вмещающих диатремы осадочных, в основном, карбонатных пород, резко выделяющихся своими размерами, типично кластическими формами, а в нашем случае еще и преимущественно светлым цветом на фоне темнее окрашенной основной (цементирующей) массы вулканокластической природы. Ксенотуфобрекчии, особенно их наиболее грубые разности, обычно приурочены к периферическим частям диатрем, а также к зоне, переходной от их кратерной части к жерловой.

Основные составляющие компоненты в ксенотуфах и ксенотуфобрекчиях те же, что и в туфах. Это ювенильная пирокластика и количественно преобладающий ксеногенный кластический материал. Встречаются разности с ксенолитами пород фундамента и более глубинных пород. В отличие от туфов, имеющих обычно темно-серый, темно-зеленоватый до черного цвет, для ксенотуфов и ксенотуфобрекчий характерны более светлые тона окраски: от светло- до грязно-серой, иногда с коричневатым или зеленоватым оттенками.

Массивные магматические породы, установленные в отмеченных выше диатремах, представлены двумя основными фациальными типами: субвулканическим и гипабиссальным.

Субвулканические породы встречаются в виде крупных обломков и глыб среди вулканокластических

пород, а также, видимо, образуют апофизы в них, что выражено в керне некоторых скважин неоднократным чередованием интервалов вулканокластических и лавовых пород, в приконтактовых и трещиноватых зонах переходящих в лавобрекчии. Такое чередование наблюдается в керне скважин по диатремам Мадорская, Княжинская, Кустовицкая, Федоровская, в меньшей степени — по Серебрянской и др. Магматические породы представлены в них преимущественно меланефелинитами — темно-зеленовато-серыми массивными и с разным количеством миндалин (до миндалекаменных) разностями афировой и микропорфировой структуры, с афанитовой или микролитовой основной массой. Более крупные — субвулканические тела (некки или подводящие дайки), вскрытые в диатремах Мадорская и Княжинская, сложены темно-серыми до черных, в измененных разностях — с зеленоватым оттенком микрокристаллическими меланефелинитами мелко- и микропорфировой структуры, от массивной до миндалекаменной текстуры с микролитовой основной массой. Сходные субвулканические породы отмечены и в диатремах Сеножатка, Еленец 3 и др.

Гипабиссальное тело вскрыто в диатреме Мадорская, где вышеописанные субвулканические меланефелиниты в интервале глубин около 440—450 м прорваны дайкой тонкокристаллической мелкопорфировой породы зеленовато-серого цвета, с миндалинами размером до 1 см, выполненными кальцитом. В зоне эндоконтакта порода часто пронизана вертикальными и крутонаклонными прожилками кальцита. По химическому составу данная порода также соответствует меланефелиниту.

Второе гипабиссальное тело (силл) выявлено при заверке скважинами магнитной аномалии Мадорская 2, предположительно отождествлявшейся с диатремой. Он сложен мельтейгитом — темно-серой, почти черной мелкокристаллической породой, с многочисленными миндалинами и прожилками кальцита.

Петрографическая характеристика. Вещественный состав, минералого-петрографические и структурно-текстурные особенности пород диатрем Жлобинского поля однозначно свидетельствуют об их принадлежности к группе ультраосновных пород щелочного ряда, а в пределах этой группы — к классу вулканических и гипабиссальных пород, среди которых резко преобладают вулканокластические разности при подчиненном развитии собственно магматических (субвулканических и гипабиссальных) аналогов. Так как практически все вулканокластические породы диатрем в той или иной мере, а нередко сильно изменены и "загрязнены" ксеногенным материалом из вмещающих диатремы осадочных и кристаллических пород, их петрографическая диагностика традиционными методами (микроскопическое изучение в шлифах, валовый химический анализ пород) весьма затруднительна, а зачастую и невозможна. Петрографическая же принадлежность таких пород определяется составом ювенильного, прежде всего, литокластического материала, который наиболее приближается к составу исходного субстрата, т. е. той щелочно-ультраосновной магмы и образовавшихся из нее субвулканических и гипабиссальных пород, продуктами дробления которых являются ювенильные литокласты.

Петрохимическое и минералого-петрографическое изучение именно литокластического материала, а также массивных магматических пород диатрем Жлобинского поля показало, что в них более или менее разнообразно представлены породы всех трех семейств щелочно-ультраосновного ряда: щелочных пикритов, ультраосновных фондитов и мелилититов. Среди них в разных диатремах устанавливаются (в основном, по преобладающему составу ювенильных литокласт) следующие их виды и разновидности: меланефелиниты и их оливиновые и лейцитовые разности; мелалейцититы, в том числе нефелин-оливиновые и мелилитовые; мелилититы, представленные оливиновыми и фельдшпатоидными (лейцитовыми) разностями; щелочные преимущественно фельдшпатоидные и мелилит-пироксеновые пикриты. Все эти породы в разной степени изменены вплоть до полного замещения вторичными продуктами всех или большинства минералов вкрапленников, микролитов и первично стекловатого базиса. Вместе с тем встречаются, особенно на больших глубинах, менее и слабоизмененные литокласты, в которых сохранились значительная часть пироксенов и даже реликты оливина.

Меланефелиниты слагают ювенильные литокласты в туфах и туфобрекчиях диатремы Мадорская, а также субвулканическое тело, вскрытое в ее кратерной части; оливиновые меланефелиниты — ювенильные литокласты в диатремах Княжинская и Кустовницкая, встречаются в туфах и туфобрекчиях диатрем Марусино, Федоровская, Еленец 2; лейцитовые меланефелиниты присутствуют в виде литокласт в туфах и туфобрекчиях диатрем Антоновская и Еленец 3; мелалейцититы в виде литокласт содержатся в туфах и туфобрекчиях диатрем Веточка, Еленово, Серебрянская; нефелин-оливиновые мелалейцититы слагают все ювенильные литокласты в туфах и туфобрекчиях диатремы Нижевская; мелилитовые мелалейцититы встречаются в виде литокластов в туфах и туфобрекчиях диатремы Красницкая; оливиновые мелилититы установлены в литокластах туфов и туфобрекчий диатрем Еленово, Серебрянская, Федоровская и Асоя; лейцитовые мелилититы слагают большинство эффузивных литокластов в туфах и туфобрекчиях диатремы Красницкая; фельдшпатоидные пикриты слагают все эффузивные литокласты в диатреме

Олейниковская и присутствуют в туфах и туфобрекчиях диатрем Цупер и Еленец 2; мелилит-пироксеновые пикриты — наиболее распространенные в диатремах Жлобинского поля породы. Они слагают все эффузивные литокласты в диатремах Лучин, Сеножатка, Близнецовская и Денисковичи, подавляющее большинство литокластов в диатремах Цупер и Еленец 3, присутствуют и в туфах и туфобрекчиях диатрем Марусино, Еленовская, Асоя, Веточка, Антоновская.

Породы, переходные от фельдшпатоидных пикритов к оливиновым мелалейцититам, присутствуют в виде литокласт в туфах диатремы Серебрянская. Субвулканическое тело — силл, обусловивший магнитную аномалию Мадора 2 и залегающий в старооскольских отложениях среднего девона на гл. 135—154 м (до кровли), имеет в плане овальную форму, размер 500 х 700 м, мощность до 12—15 м. Сложен мельтейгитом — субвулканическим аналогом меланефелинита, характеризующимся преимущественно микрозернистой структурой и состоящим из нефелина и рудного минерала.

Петрографическая характеристика названных типов пород Жлобинских диатрем и данные по их петрохимии приведены в работе Н.В. Веретенникова и др. (2001).

Верхнедевонская щелочная магматическая формация как критерий потенциальной алмазоносности территории Беларуси

Проведенные петролого-геохимические исследования пород верхнедевонского комплекса, его четко и определенно установленная стратиграфическая и тектоническая локализация показывают, что все они принадлежат к единой древнеплатформенной рифтогенной щелочной магматической формации, хронологически и генетически связанной с заложением и развитием северо-западной (Припятской) оконечности внутриконтинентального Донецко-Днепровско-Припятского палеорифта. Проявление щелочного вулканомагматизма происходило, в соответствии с эволюцией процесса рифтогенеза, в несколько этапов. В результате сформировалось не менее четырех ассоциаций, сходных или аналогичных по основным петро- и геохимическим особенностям их пород, но более или менее различающихся по преобладанию тех или иных фациальных типов вулканических и магматических пород.

Наиболее общая петрохимическая особенность формации — повышенная (от резко до умеренной) щелочность практически всех известных к настоящему времени петрографических типов образующих ее пород. Эта главная петрохимическая особенность формации минералогически выразилась в качестве главных породообразующих щелочных минералов в большинстве типов пород: фельдшпатоидов (нефелина, лейцита), слюд (биотита, флогопита), щелочных пироксенов (эгирина и эгирин-авгита), щелочных полевых шпатов (ортоклаза, санидина, альбита), а из вторичных минералов — анальцима, натролита. Кроме того, для нее характерна обедненность пород кремнеземом, повышенное содержание окиси титана.

Древнеплатформенные щелочно-ультраосновные — щелочно-базальтоидные формации известны практически во всех алмазоносных провинциях мира, коренная алмазоносность которых, в том числе промышленные месторождения алмазов, связаны как с кимберлитами (Якутская, Восточно- и Южно-Африканские, Беломорская и др. провинции), так и с лампроитами (Западно-Австралийская, Северо-Американские провинции). Это обстоятельство, наряду с петрологическим сходством щелочно-ультраосновных пород, кимберлитов и лампроитов, указывает на их тесную генетическую связь. Она обусловлена общим — мантийным источником их родоначальных магм и сходством геолого-тектонических условий, необходимых для проявления мантийного магматизма. Важнейшие из таких условий: сверхглубинные разломы, видимо, древнейшего заложения, достигающие верхней мантии; их периодическое "оживление" такими геологическими процессами глубинной природы, как рифтогенез, перестройки структурного плана платформы, трапповый магматизм и др.

Поэтому щелочно-ультраосновные — щелочно-базальтоидные образования, особенно если в них представлены эруптивно-пирокластические и субвулканические фации, являются одним из важных критериев для положительной прогнозной оценки региона на возможность выявления в его пределах кимберлитов и (или) лампроитов.

Такой положительный прогноз распространяется на значительную часть территории Беларуси и прежде всего на те ее районы, в которых или вблизи которых уже установлены или возможны проявления рассмотренного типа вулканомагматической деятельности. Прежде всего, это обширная зона сочленения главных тектонических элементов Беларуси — Припятского прогиба, Оршанской впадины и Белорусской антеклизы. Эта зона включает Полесскую седловину, Бобруйский и Бобовнянский выступы с расположенными в их пределах и рядом с ними более мелкими (локальными) структурами. Более детальный (локальный) прогноз с выделением конкретных участков или объектов для постановки поисковых работ на выявление трубок взрыва, среди которых, возможно, будут представлены потенциально алмазоносные кимберлитовые или лампроитовые, может быть дан при комплексном учете и анализе всех, в том числе непосредственных поисковых критериев, для чего необходимо проведение специальных производственных и тематических работ.

Глава 9

ТЕКТОНИКА

ЗЕМНАЯ КОРА И ВЕРХНЯЯ МАНТИЯ БЕЛАРУСИ

Информация о глубинном строении и геодинамике земной коры и верхней мантии Беларуси черпается из карт аномалий силы тяжести и магнитных аномалий, из измерений теплового потока, из материалов глубинных сейсмических (ГСЗ) и магнитотеллурических (ГМТЗ) зондирований, из повторных гравиметрических и магнитометрических наблюдений на специальном геодинамическом полигоне, путем комплексной интерпретации геофизических и геологических данных по методикам корреляционного геологического прогнозирования.

Геофизическая изученность. В Беларуси ГСЗ по рефракционной методике выполнено по геотрансектам Варена — Несвиж — Выступовичи, Бобруйск — Лельчицы (в рамках международного проекта EUROBRIDGE) (Garetsky et al, 1997$_1$), по профилям Гродно — Старобин и Овруч — Мозырь — Озаричи — XXXIII (Боборыкин и др., 1973; Соллогуб,1986). По рефлексионной методике общей глубинной точки (ОГТ) проведено три профиля через Припятский прогиб: III—III, VIII—VIII и XXII (Гарецкий, Клушин, 1987, 1989, 1994; Клушин, 1989; Анкудинов и др., 1991). По методике обменных волн от далеких землетрясений (МОВЗ) выполнены сейсмологические исследования (Гирин, Мастюлин, 1987; Гирин, 1991) на профиле Браслав — Плещеницы (рис. 9.1).

На комплексном геофизическом полигоне Витебск — Могилев — Бобруйск — Слоним — Советск — Шяуляй — Рига — Верхнедвинск — Витебск проведены глубинные магнитотеллурические зондирования (Астапенко и др., 1991) и выполняются систематические повторные измерения гравитационного и магнитного полей с целью изучения аномалий векового хода (Каратаев, Папушина, 1991; Каратаев, Шевцов, 1994). ГМТЗ выполнены также по линии Гродно — Вилейка — Лепель — Вележ и вдоль геотрансекта Варена — Несвиж — Выступовичи (Астапенко, Каратаев, 1994).

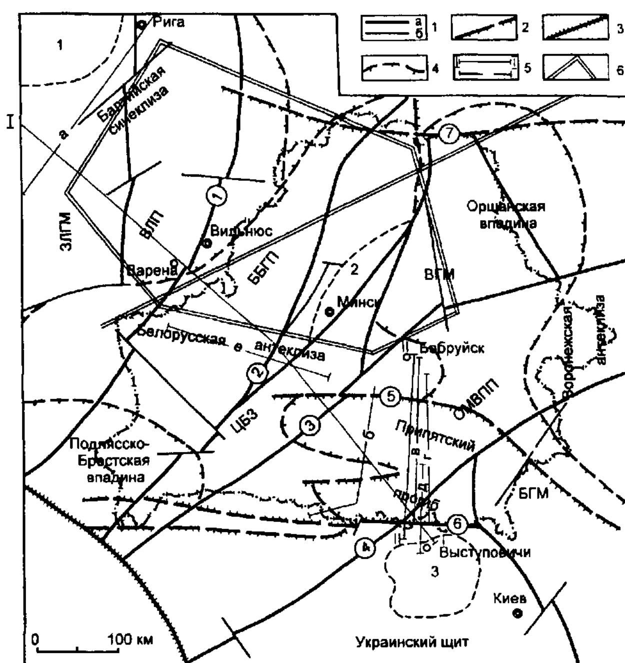


Рис. 9.1. Схема основных платформенных элементов Беларуси и стран Балтии и их геофизическая изученность. Составили Р.Г. Гарецкий, Г.И. Каратаев.

1 — разломы: а — ограничивающие главные тектонические элементы фундамента (цифры в кружках: 1 — Белостокский, 2 — Кореличский, 3 — Стоходско-Могилевский, 4 — Сущано-Пержанский), б — прочие; 2 — контуры платформенных структур; 3 — основные платформенные разломы (цифры в кружках: 5 — Северо-Припятский, 6 — Южно-Припятский, 7 — Полоцкий); 4 — краевой шов Восточно-Европейской платформы (линия Тейссейра-Торнквиста); 5 — сейсмические профили; 6 — Белорусско-Прибалтийский геофизический полигон. Аббревиатуры и цифры на схеме (структуры фундамента): ЗЛГМ — Западно-Литовский гранулитовый массив, ВЛП — Восточно-Литовский пояс, ВГМ — Витебский гранулитовый массив, ОМВПП — Осницко-Микашевичский вулканоплутонический пояс, БГМ — Брагинский гранулитовый массив, 1 — Рижский плутон, 2 — Минский блок, 3 — Коростенский плутон, 4 — Ратновский горст.

На всей территории Беларуси проведены средне- и крупномасштабные гравиметрические и магнитометрические съемки, на основании которых построены карты аномалий силы тяжести и магнитных аномалий (рис. 9.2, 9.3). По редкой сети скважин изучены тепловые свойства горных пород и построена карта теплового потока (Цыбуля, 1984; Hurtig et al., 1992) (рис. 9.4).

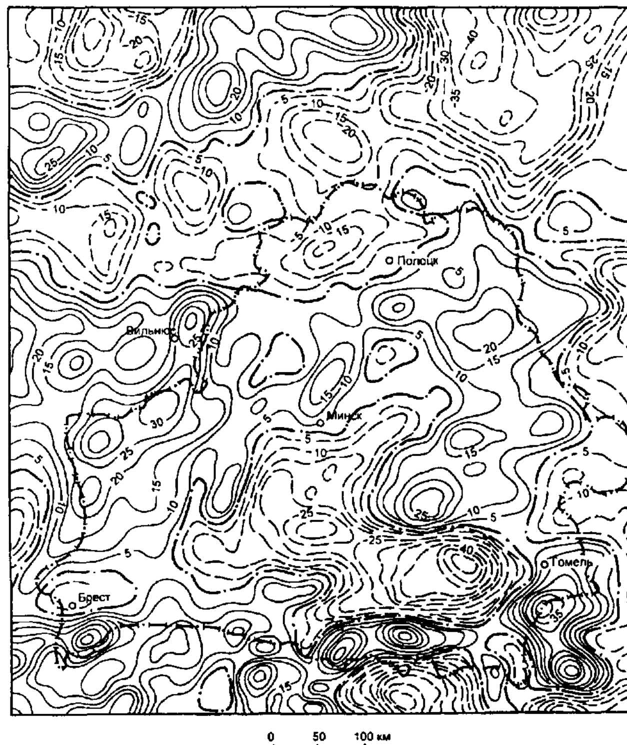


Рис. 9.2. Карта аномалий силы тяжести Беларуси и сопредельных территорий. Составили И.В. Данкевич, Г.И. Каратаев по материалам ПО "Белгеология".

Изоаномалы в мГал: 1 — положительные, 2 — отрицательные, 3 — нулевая.

По комплексу этих геофизических данных в тектоносфере Беларуси выделены земная кора, литосфера и астеносфера. Установлена их глубинная структура и изучена латеральная неоднородность (Глубинное строение ..., 1991; Каратаев и др., 1993; Астапенко, Каратаев, 1994; Гарецкий, Данкевич, Каратаев, 1996 и др.).

Гравитационное и магнитное аномальные поля. Поле аномальной силы тяжести региона по своей интенсивности типично платформенное — ±50 мГал (см. рис. 9.2). Отличительная особенность поля — преобладание линейных и линейно-полосовых положительных и отрицательных аномалий северо-западного и северо-восточного простирания. Зоны пересечения таких полос характеризуются аномалиями изометричной либо расплывчатой формы с прослеживанием в поведении изоаномал пересекающихся направлений.

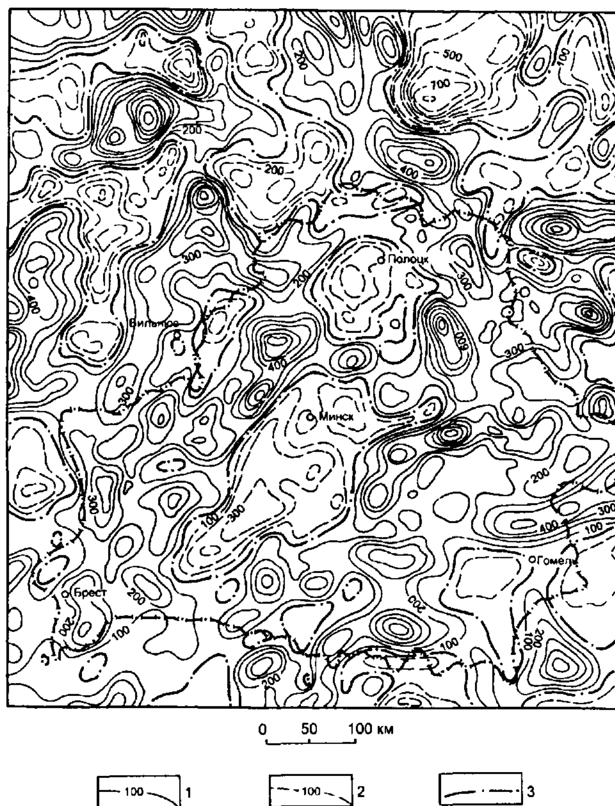


Рис. 9.3. Карта магнитных аномалий Беларуси и сопредельных территорий. Составили И.В. Данкевич, Г.И. Каратаев по материалам ПО "Белгеология".

Изодинамы в нТл: 1 — положительные, 2 — отрицательные, 3 — нулевая.

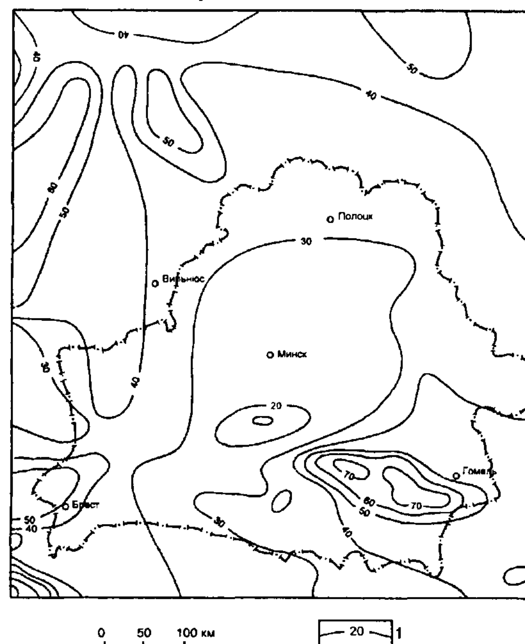


Рис. 9.4. Карта плотности теплового потока Беларуси и сопредельных территорий (выкопировка с карты: Hurtig E., Cermak V., Halnel R., Zui V. Geothermal Atlas of Europe in the scale 1 to 2 500 000. Printed by Herman Haack. Verlagsgesellschaft mbH Gotha. Germany. 1992). 1-изолинии в мВт/м.

На территории Беларуси выделяются три крупные отрицательные гравитационные аномалии, выпадающие из общей линейной закономерности северо-западного и северо-восточного направлений. Это Новгородская аномалия на севере Беларуси, в которой прослеживаются широтные и северо-восточные направления изоаномал, а также две крупные аномалии на юге Беларуси широтного простирания, соответствующие Подлясско-Брестской впадине и Припятскому прогибу. Цепочками относительно локальных аномалий, резкими изгибами изоаномал четко прослеживается их широтное простирание.

Преобладающая линейность аномалий свидетельствует о значительной роли разломной тектоники в формировании аномального поля силы тяжести. Сравнительный анализ "видимых" аномалий силы тяжести с материалами по плотностям горных пород показал, что подавляющее большинство наблюденных аномалий соответствует плотностям горных пород фундамента, вскрытых бурением, т. е. основная масса "видимых" линейно вытянутых аномалий обусловлена вещественными неоднородностями фундамента.

Расчеты показали, что платформенный чехол, средняя плотность отложений которого на 0,4—0,5 г/см^3 меньше средней плотности пород фундамента (2,65—2,70 г/см^3), оказывает сильное возмущающее влияние только в Подлясско-Брестской впадине и в Припятском прогибе. Кроме того, в платформенном чехле первой структуры присутствуют вендские, а второй — девонские магматические эффузивные породы высокой плотности. Разноориентированность и слабая интенсивность "видимых" гравитационных аномалий в Оршанской впадине свидетельствует, что и здесь гравитационный эффект платформенного чехла значителен. Но неоднородности вещественного состава фундамента, тем не менее, проявляются в наблюденных аномалиях силы тяжести.

В магнитном поле Беларуси можно выделить зоны (см. рис. 9.3). На западе это — Белорусско-Балтийская зона: система линейных полосовых аномалий интенсивностью до 1000—2000 нТл и более северо-восточного простирания. Центрально-Белорусская зона выделяется полосой отрицательного поля северо-восточного направления с ярко выраженными на его фоне локальными положительными аномалиями. На северо-востоке Беларуси намечается сложно построенный массив положительных аномалий с общим север—северо-западным простиранием (Витебская зона). Все перечисленные зоны примерно на широте г. Полоцка "срезаются" системой магнитных аномалий широтного простирания. Восточной части Беларуси соответствует крупный массив аномалий разнообразной формы с общим широтным простиранием (Могилевская зона). В Припятском прогибе магнитное поле, в основном, отрицательное с локальными положительными аномалиями широтного направления. В Подлясско-Брестской впадине оно в целом положительное и разноориентированное.

Региональное магнитное поле Беларуси (рис. 9.5) отражает магнитную неоднородность, главным образом, нижнего ("базальтового") слоя земной коры (Каратаев, Пашкевич, 1986). Ход изодинам регионального поля и характер расположения положительных и отрицательных аномалий соответствуют закономерностям наблюденного аномального магнитного поля: региональные аномалии отражают зональность наблюденного магнитного поля, а их простирание коррелирует с ранее отмеченными генеральными простираниями полосовых магнитных аномалий.

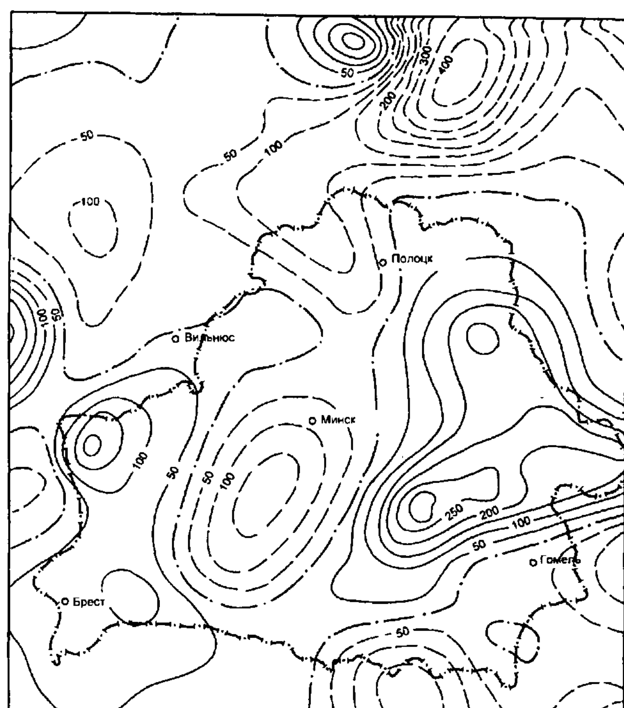
Поскольку наблюденные гравитационные и магнитные аномалии несут в себе "видимую" картину разломной тектоники, то это дает основания по известным критериям (цепочкам аномалий, резкому сдвигу изолиний полей, "срезанию" одного поля другим, градиентным полосам и т.д.) выделить по этим полям глубинные разломы и районировать территорию Беларуси по зонам однородности геофизических полей.

Анализ гравитационного и магнитного полей с учетом схемы тектонического районирования фундамента Беларуси (Аксаментова, Найденков, 1992) и концепции трех сегментов Восточно-Европейской платформы — Фенноскандии, Сарматии и Волго-Уралии (Bogdanova, 1993; Bogdanova et al., 1996) позволяет выделить крупные зоны геофизической однородности, соответствующие трем указанным сегментам и зоне их сочленения (рис. 9.6).

В полях четко выделяется Центрально-Белорусская зона как цепочка перемежающихся между собой полосовых максимумов и минимумов северо-восточного простирания. Но есть и четкие проявления аномалий как северо-западного, так и широтного простирания. Северная часть Центрально-Белорусской зоны упирается в Витебскую зону однородности полей, соответствующую центральной части Оршанской впадины. Она попадает в область сочленения упомянутых ранее трех сегментов. В гравитационном поле этой впадине соответствует минимум север—северо-западного простирания, резко обрывающийся на контакте с Полоцко-Курземской полосой широтных аномалий. На западе и востоке минимум сопровождается линейными положительными аномалиями. В магнитном поле этой области соответствует Витебская магнитная зона, структура которой носит специфический характер (Каратаев и др., 1993). Эта зона интерпретируется как Витебский гранулитовый массив (Аксаментова, Найденков, 1990).

Фенноскандинавскому сегменту отвечают три зоны однородности полей: Литовско-Белорусская, Рижско-Полоцкая и Таллиннско-Псковская, Новгородская. Первая представляет собой систему полосовых гравитационных и магнитных аномалий северо-восточной

59. Зак. 5046



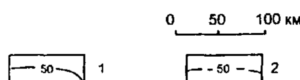


Рис. 9.5. Карта региональных магнитных аномалий Беларуси и сопредельных территорий. Составили Г.И. Каратаев, И.К. Пашкевич.

Изодинамы в нТл: 1 — положительные, 2 — отрицательные, 3 — нулевая.

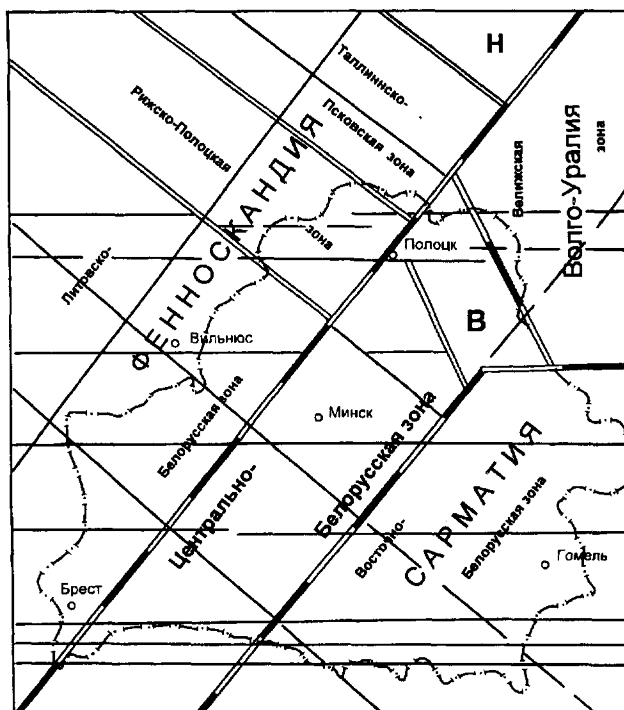


Рис. 9.6. Карта районирования аномального гравитационного и магнитного полей Беларуси и сопредельных территорий. Составил Г.И. Каратаев.

1 — границы крупных зон однородности геофизических полей, соответствующих сегментам Восточно-Европейской платформы: Фенноскандии, Сарматии и Волго-Уралии, интерпретируются как суперрегиональные сквозькоровые разломы; 2 — границы внутренних зон однородности геофизических полей, интерпретируемых как глубинные разломы; 3 — глубинные разломы, прослеживаемые по цепочкам аномалий и по характеру поведения изолиний полей; 4 — названия зон однородности геофизических полей: В — Витебская, Н — Новгородская.

ориентации. Эта зона прослеживается до Полоцко-Курземской широтной зоны. Рижско-Полоцкая и Таллинско-Псковская — это зоны знакопеременных аномалий соответственно субмеридионального и северо-западного простирания. Новгородская зона представляет собой сочетание крупных отрицательных аномалий гравитационного и магнитного полей, в изолиниях которых видны северо-западные и северо-восточные направления.

Сарматскому сегменту соответствует Восточно-Белорусская зона однородности геофизических полей. В ее южной части — это поле Припятского прогиба, а в северной половине — сложно построенное поле с общей широтной ориентировкой.

По характеру расположения и простирания линейных, а часто полосовых аномалий наиболее отчетливо выделяются два глубинных суперрегиональных разлома северо-восточного простирания. Первый из них соответствует Кореличскому и частично Ивацевичскому разломам (Аксаментова, Найденков, 1992) и фиксирует юго-восточный край Фенноскандинавского сегмента. Второй проходит по линии Столин — Орша и накладывается на южную часть Стоходско-Могилевского разлома, а на севере — на Смоленский, и отражает северный борт Сарматского сегмента. Полоса между этими суперрегиональными разломами — Центрально-Белорусская зона сочленения Фенноскандии и Сарматии.

Разломы северо-западного простирания выделены, главным образом, по характеру поведения изолиний: протяженных градиентных полос, прослеживание однотипных форм изолиний, прежде всего изгибов, корреляция цепочек локальных аномалий, ограничений зон однородности полей, "срезание" полей и т. п. Не все разломы этого типа прослеживаются сквозным образом: иногда корреляция прерывается. Однако основные из выделенных разломов так или иначе прослеживаются в пределах всего региона.

На территории Беларуси по характеру простирания гравитационных и магнитных аномалий прослеживается серия субширотных разломов. При этом две пары из них носят зональный характер, пара разломов

оконтуривает зону геофизической однородности. Это Полоцко-Курземская и Припятско-Брестская зоны разломов. Между этими двумя зонами разломов сформировался Белорусско-Литовский блок земной коры, структура гравитационного и магнитного полей которого существенно отлична от областей на севере и на юге.

Сейсмические исследования. Первые сведения о характере сейсмической расслоенности тектоносферы Беларуси были получены по записям поверхностных сейсмических волн Рэлея и Лява на станциях Плещеницы (Минск) и Балдоне (Рига):

- — верхний слой, отождествляемый с земной корой, мощность 37—40 км, V_p = 5,6—7,9 км/с, V_S = 3,47—3,70 км/с;
- — первый подкоровый слой на гл. 37—115 км, мощность около 80 км, V_p = 7,9 км/с и V_S = 4,70 км/с;
- — второй подкоровый слой на гл. 115—215 км, мощность 80—120 км, V_p = 8,2 км/с и V_S = 4,43 км/с;
- — третий подкоровый слой на гл. 215—315 км, мощность около 100 км, V_p = 8,3 км/с и V_S = 4,51 км/с;
- — четвертый подкоровый слой на гл. 315—395 км, мощность 70—90 км, V_p = 8,7 км/с и V_S = 4,76 км/с;
- — пятый подкоровый слой с гл. 395 км и ниже, V_p = 9,3 км/с и V_S = 5,12 км/с.

Второй и третий подкоровые слои в интервале глубин 115—315 км с относительно уменьшенными значениями скоростей поперечных волн интерпретировались как сейсмические волноводы, определяющие астеносферный слой (Хотько, 1974; Проскурякова и др., 1976).

Сейсмическая слоистость тектоносферы была доказана также по профилю Браслав —Плещеницы (рис. 9.7), выполненному методом обменных волн от далеких землетрясений (Гирин, Мастюлин, 1987; Гирин, 1991). На участке, который соответствует Полоцко-Курземской шовной зоне (пункты 2, 3), на глубинах 40—60 км практически отсутствуют площадки обмена сейсмических волн. Этот факт, а также большая величина соотношения продольных и поперечных скоростей (1,81), приуроченность к участку отрицательной временной гравитационной и магнитной аномалии, свидетельствуют о разуплотненности вещества земной коры на этих глубинах и дают основание интерпретировать эту зону как слой "коро-мантийной смеси", характерный для зон активизации.

Богатую информацию о тектоносфере до глубин 100—120 км дали глубинные сейсмические зондирования, полученные на профилях III—III, VIII—VIII, XXII и XXXIII, секущих Припятский прогиб (положение профилей см. на рис. 9.1).

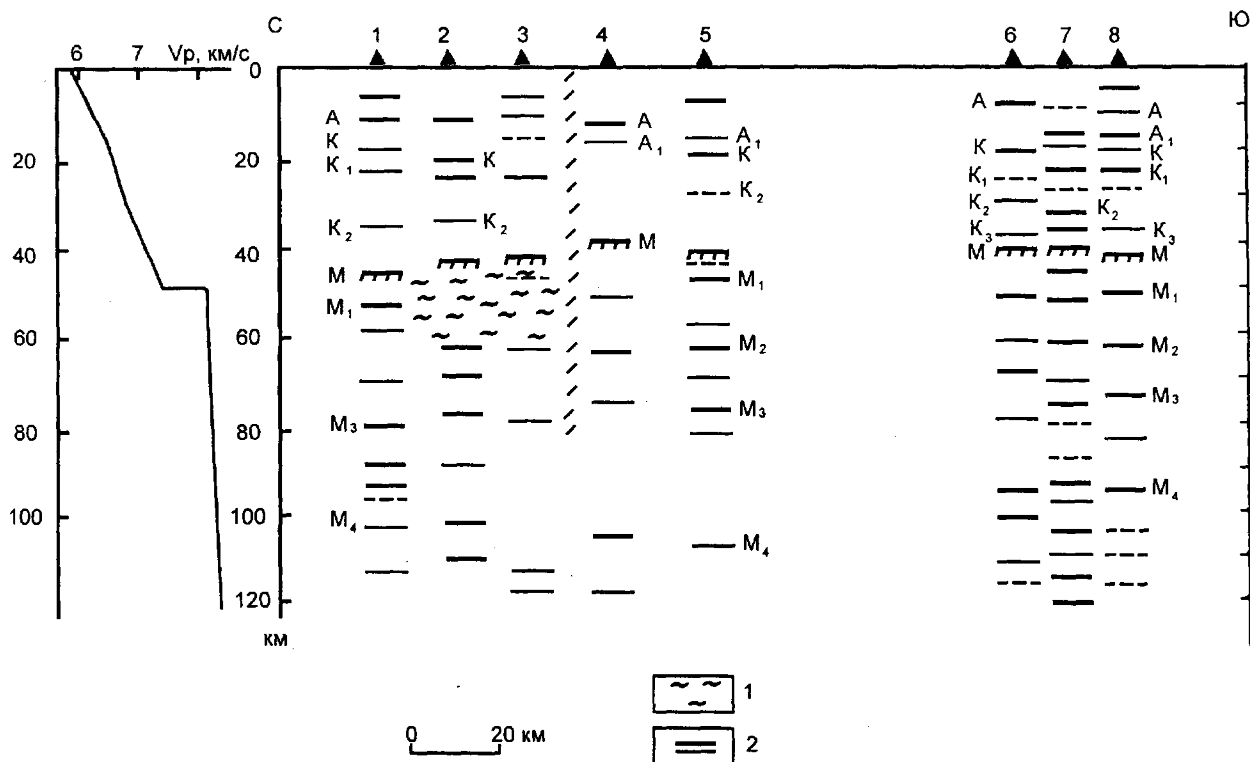


Рис. 9.7. Сейсмологический разрез по профилю Браслав — Плещеницы. Составили Л.А. Мастюлин, Р.Г. Гирин. 1 — аномальная мантия, 2 — границы обмена сейсмических волн.

В разрезе земной коры на этих профилях (рис. 9.8) выделяются две поверхности Мохо: верхняя, возможно, более молодая, и нижняя — более древняя (Гарецкий, Клушин, 1987, 1989). Верхняя граница Мохо проходит в центральной части Припятского прогиба на глубинах 34—35 км, в северной его части —45—48 км. Нижняя граница фиксируется на профиле VIII—VIII глубже верхней границы Мохо на 10—20 км, а на профиле III—III 5—10 км. Зона между верхней и нижней границами Мохо интерпретируется как слой "коромантийной смеси". В прибортовой части Припятского прогиба при переходе как к Украинскому щиту, так и к Белорусской антеклизе в низах коры выделяются характерные клиноформы — слои, залегающие непосредственно на поверхности Мохо и выклинивающиеся в сторону Припятского прогиба.

По временному сейсмическому разрезу в земной коре выделено большое количество наклонных разломных зон, для которых характерно сначала постепенное, а затем с глубин 20—30 км более резкое выполаживание с глубиной отражающих площадок. В большинстве своем такие разломные зоны затухают в низах коры, а наиболее крупные из них проникают в мантию. Разломные зоны хорошо увязываются с краевыми и региональными внутренними субширотными разломами Припятского прогиба. Морфология выделенных разломных зон отвечает листрическим нормальным сбросам. В южной части палеорифта они образуют внутренний чашеобразный прогиб, в северной — зону тектонических ступеней.

На глубинах 80—100 км установлен сейсмический волновод, интерпретируемый как область относи-

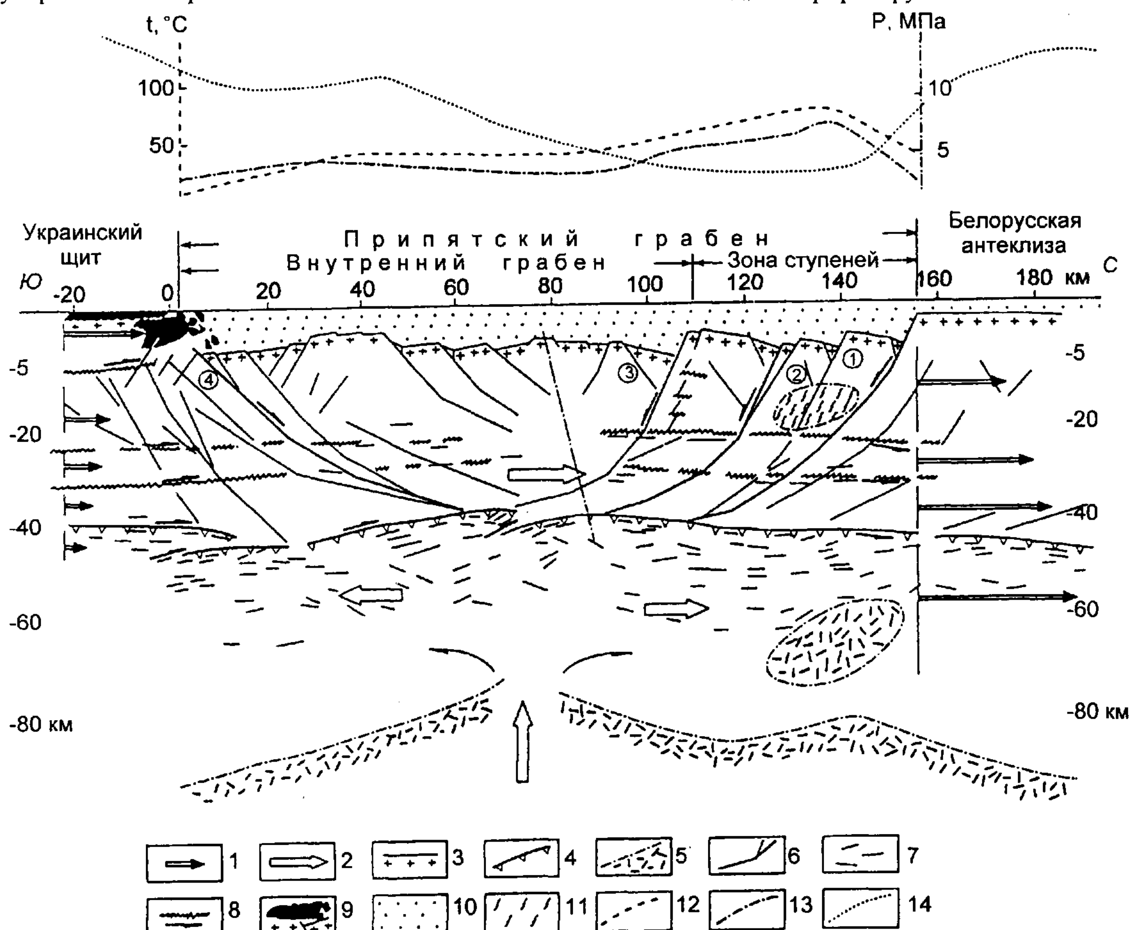


Рис. 9.8. Обобщенные сейсмогеологическая и геодинамическая модели поперечного разреза Припятского палеорифта по профилю VIII—VIII. Составили Р.Г. Гарецкий, С.В. Клушин.

1 — вектора смещения пластин внутри литосферы; 2 — направление действия сил: астеносферного диапира (вертикальная стрела), его надастеносферных составляющих (горизонтальные стрелы) и движения Восточно-Европейской литосферной плиты; 3 — поверхность фундамента; 4 — поверхность Мохо; 5 — астеносферные линзы и диапир; 6 — листрические разломы; 7 — сейсмические отражающие площадки; 8 — условные границы пластин внутри литосферы; 9 — предполагаемые надвиги кристаллических пород фундамента на осадочные отложения; 10 — осадочный чехол; 11 — трещинные разуплотнения; 12, 13 — кривые температур: 12 — на глубине 3 км, 13 — при $P = P_{лл} - P_{гидр}$; 14 — редуцированная кривая G (пересчет на уровень 5 км выше земной поверхности, по данным И.В. Данкевича). Цифры в кружках — разломы: 1 — Северо-Припятский, 2 — Речицко-Вишанский, 3 — Червонослободской, 4 — Южно-Припятский.

тельного понижения пластовой скорости сейсмических волн. На глубинах 60—80 км выделяется линзовидный участок с аномально низкой пластовой скоростью до 7,4 км/с, интерпретируемый как астенолинза.

Информацию о расслоенности земной коры дают глубинные сейсмические исследования по профилю Гродно — Старобин (рис. 9.9), проведенному на западе Центрально-Белорусского массива (Боборыкин и др., 1973). Здесь выделяются три слоя: верхний до глубин 5—7 км, средний — от 5—7 до 12 и нижний в интервале глубин 12—22 км. Наиболее сложно построен верхний слой: разноориентированные, часто беспорядочно расположенные отражающие площади, преобладают крутые углы их падения (до 60—80°). Они фиксируют чешуйчато-блоковое строение Балтийско-Белорусского пояса фундамента. В среднем слое отражающие площадки хотя и упорядочиваются по направлению, однако остаются существенно наклонными. В нижнем слое они ориентируются уже субгоризонтально, залегая несогласно по отношению к отражающим площадкам в низах среднего слоя. Наиболее пологой границей является подошва нижнего слоя: она имеет региональный подъем с глубины от 20—22 км на западе почти до 30 км на востоке. Эта граница интерпретируется как поверхность Конрада — раздел среднего и нижнего слоев земной коры. Граница Мохо зафиксирована в двух точках профиля на глубинах 43 и 46 км.

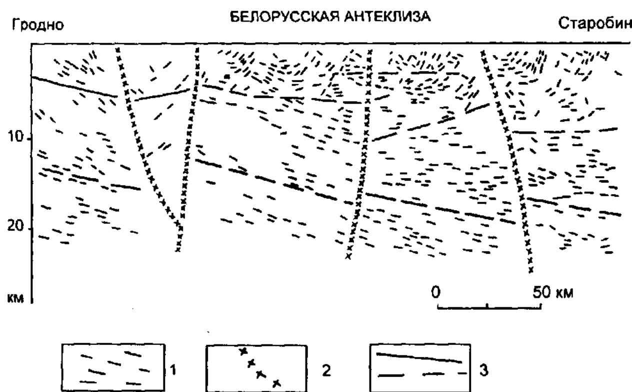


Рис. 9.9. Сейсмический разрез по профилю Гродно — Старобин. Составили А.М. Боборыкин, В.Н. Тростников, М.И. Михнснок и др. (1973).

1 — отражающие площадки, 2 — глубинные разломы, 3 — сейсмические границы.

В процессе комплексной интерпретации был использован профиль ГСЗ Советск — Кохтла-Ярве. На профиле (Анкудинов и др., 1991) выделяются три блока, разделенных глубинными разломами: южный, центральный и северный (рис. 9.10). Наибольшую мощность (до 63 км) имеет центральный блок, которому соответствует девонско-каменноугольный прогиб, сформированный на северном борту каледонской Балтийской синеклизы. Сейсмический раздел со скоростями 6,4—6,7 км/с на глубинах 15—20 км обратно коррелирует с границей Мохо. Обращает на себя внимание резкое уменьшение мощности коры при переходе от центрального блока к южному и северному. В южном блоке, соответствующем Полоцко-Курземской зоне, выделены две границы Мохо: по-видимому, кровля и подошва слоя "коро-мантийной смеси".

Типы земной коры. Хорошая корреляция геолого-геофизических данных по Белорусскому региону и Украинскому щиту дает основание использовать геолого-геофизические закономерности, выявленные на Украинском щите, для выделения типов земной коры Беларуси на основе специальной методики корреляционного геологического прогнозирования (Каратаев, 1966; Каратаев, Пашкевич, 1986 и др.).

Для Украинского щита была разработана последовательная геофизическая классификация земной коры по типам ее глубинного строения и отражения в геофизических полях (Каратаев, Пашкевич, 1986). В этой классификации земная кора рассматривается четырехслойной: платформенный чехол; верхний ("гранитный" или "гранитно-метаморфический") слой — кристаллический фундамент с $V_p = 6{,}4$ км/с; средний ("диоритовый"), $6{,}4 < V_p = 6{,}8$ км/с; нижний ("базальтовый") слой с $V_p > 6{,}8$ км/с. Последовательность геофизических типов коры включает пять ведущих типов коры **A < B < C < D < E:** преимущественно основного состава — A; основного состава — B; основно-среднего состава — C; преимущественно среднего состава — D; среднекислого состава — E.

Тип **A** характеризуется следующими параметрами: мощность нижнего слоя (b) существенно больше мощности среднего (d) и верхнего (g) слоев (b >> d, b >> g); значительная мощность земной коры (более 55 км); граница Мохо образует крупную впадину с амплитудой порядка 15 км; высокая намагниченность вещества нижней части земной коры — более 4,5 А/м, плотность 2,95—3,05 г/см³; магнитное поле: региональная интенсивная положительная аномалия, локальное поле — интенсивное положительное, сильно изрезанное, насыщенное мелкими аномалиями, чаще всего разной, но иногда единой ориентировки; гравитационное поле: региональные интенсивные либо положительные, либо отрицательные аномалии, локальные — разноориентированные, реже линейные аномалии того и другого знака. Аналог — Гайсинский и Винницкий блоки Украинского щита.

Тип **B:** b > d, b > g; мощность земной коры около 55 км; граница Мохо — впадина (амплитудой около 10—12 км) с горстообразной локальной структурой в центральной части; существенная намагниченность вещества нижней части коры (около 4,0 А/м), плотность 3,00—3,15 г/см³; региональная умеренной интенсивности положительная магнитная аномалия, резко дифференцированное, преимущественно положительное локальное поле; расплыв-

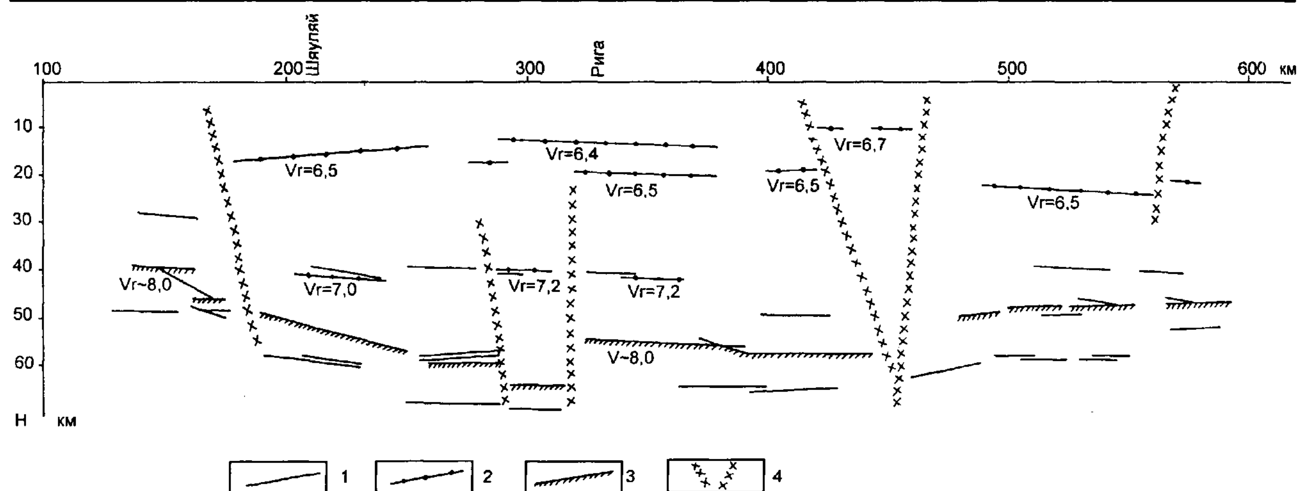


Рис. 9.10. Сейсмический разрез по профилю Советск — Кохтла-Ярве. Составили С.А. Анкудинов, Х.С. Брио, А.С. Садов (1991).

1 — отражающие площадки, 2 — преломляющие границы, 3 — поверхность Мохо, 4 — глубинные разломы.

чатое региональное поле силы тяжести, положительные и отрицательные локальные гравитационные аномалии разной формы и ориентации. Аналог — Новоград-Волынский блок Украинского щита.

Тип **C**: b ≈ d; b ≈ g; мощность земной коры около 50 км; граница Мохо имеет ступенчатый характер с амплитудами до 15 км; намагниченность вещества нижней части коры средняя — около 3,0 А/м, плотность 2,82—2,97 г/см³; региональная отрицательная магнитная аномалия средней интенсивности (500—1500 нТл), локальное магнитное поле выражено редкими, как правило, слабоинтенсивными положительными и отрицательными аномалиями; относительно слабо пониженное отрицательное региональное гравитационное поле и разбросанные, разноориентированные локальные аномалии силы тяжести разного знака и интенсивности. Аналог — Приднепровский блок Украинского щита.

Тип **D**: b < d, b < g; мощность земной коры около 45 км; граница Мохо субгоризонтальная, пологая, возможны ступени не более 5 км; намагниченность вещества нижней части коры умеренная — около 2,0 А/м, плотность 3,00—3,10 г/см³; интенсивная отрицательная региональная магнитная аномалия (свыше 2000 нТл), локальное магнитное поле выражено относительно положительными и отрицательными аномалиями слабой интенсивности; существенно отрицательная региональная аномалия силы тяжести, гравитационное локальное поле — множество отрицательных аномалий. Аналог — Кировоградский блок Украинского щита.

Тип **E**: b << d, b << g; мощность земной коры меньше 40 км; граница Мохо — поднятие с амплитудой 8—10 км; намагниченность вещества нижней части коры слабая — до 0,5 А/м, плотность около 3,00 г/см³; интенсивная отрицательная региональная магнитная аномалия, интенсивные отрицательные и положительные локальные магнитные аномалии различной формы, приуроченные, главным образом, к периферии региональной аномалии; региональная интенсивная отрицательная гравитационная аномалия, локальное поле силы тяжести — хаотически разбросанные отрицательные аномалии. Аналог — Коростенский блок Украинского щита.

Особенно выразительно для ряда **A** < **B** < **C** < **D** < **E** наблюдается закономерное уменьшение мощности земной коры от 57±6 до 38±2 км, уменьшение мощности нижнего слоя от 31±4 до 5—7 км. Форма рельефа Мохо последовательно переходит от крупных впадин с амплитудой 15—20 км через сложные структуры к устойчивым поднятиям с амплитудой 8—10 км. Закономерно изменяется соотношение мощности нижнего и среднего слоев: для типа A мощность нижнего слоя существенно больше мощности среднего слоя, для типа C они выравниваются, а для типа E мощность среднего слоя превышает мощность нижнего. Намагниченность вещества нижней части коры закономерно уменьшается от 4,5 до 0,5 А/м.

Дополнительно к изложенной классификации **A** < **B** < **C** < **D** < **E** были введены еще два внесистемных типа земной коры: 1. Тип аномальной коры **F**, коры со слоем "коро-мантийной смеси". Он характеризуется примерно равными мощностями верхнего, среднего и нижнего слоев коры и двумя границами Мохо, залегающими на глубинах 50—53 км (раннего формирования) и 35—40 км (более позднего формирования). Данный тип коры соответствует палеорифтовым структурам: аналог — Припятский прогиб. 2. Тип коры **G**, характеризующий шовные зоны, такие как Западно-Ингулецкая, Западно-Приазовская, Львовская. Его параметры: мощность коры 40—55 км, мощности нижнего и сред-

него слоев примерно одинаковы (с некоторым преобладанием мощности среднего слоя), ступени в рельефе Мохо с амплитудой 5—15 км, намагниченность нижних слоев коры до 5 А/м и более, плотность — до 2,95—3,07 г/см^3, вещественный состав низов коры — базальтоидный. Таким образом, земная кора всей территории запада Восточно-Европейской платформы характеризуется геофизической классификацией типов коры в следующем виде: **(A < B < C < D < E), F, G.**

На территории Беларуси четко выделяются две широтные зоны: Полоцко-Курземская на севере и Припятско-Брестская на юге, характеризующиеся типами коры F и G (рис. 9.11, 9.12). Территория, расположенная севернее Полоцко-Курземской зоны, по характеру типизации коры сходна с типизацией Украинского щита. Белорусско-Литовский геоблок, расположенный между Полоцко-Курземским и Припятско-Брестским линеаментами, типизируется по более сложной последовательности геофизических типов коры. Здесь были выявлены промежуточные типы коры: между А и В — тип коры **АВ**, между С и D — тип коры **CD**. Таким образом, полная геофизическая последовательная классификация по типам земной коры имеет вид: **(A < AB < B < C < CD < D < E), F, G.**

Белорусско-Литовский геоблок имеет сложное глубинное строение земной коры (см. рис. 9.11). Так, Вильнюсский и Мазовецкий блоки являются юго-западным окончанием Фенноскандинавского сегмента. Северо-западному борту Сарматского сегмента соответствует Бобруйский блок, а Волго-Уральскому сегменту — Витебский и Смоленский блоки. В зону же сочленения этих сегментов попадают Минский и Лепельский блоки. Характерная особенность: земная кора зоны сочленения сегментов типизируется как С и CD, а оконечностей сегментов — как А и АВ.

В соответствии с геофизической классификацией **(A < AB < B < C < CD < D < E), F, G**, каждый выделенный блок типизации земной коры (см. рис. 9.11) характеризуется средними значениями мощности земной коры и ее основных слоев. На основе анализа этих данных, а также материалов ГСЗ, карт аномалий силы тяжести, магнитных аномалий и теплового потока, карт мощностей платформенного чехла по специальной методике (Каратаев, Фурс, 1997) были построены карты поверхности Мохо (см. рис. 9.12), мощности "базальтового" слоя и ряд других карт, характеризующих глубинную структуру земной коры и ее энергетический потенциал.

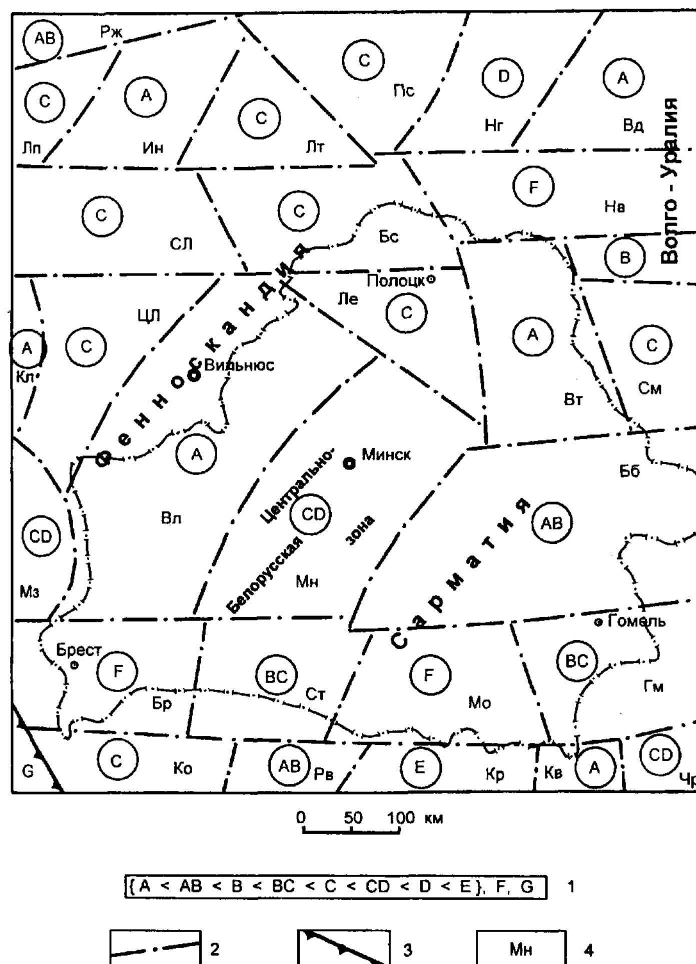


Рис. 9.11. Карта геофизических типов земной коры Беларуси и сопредельных территорий. Составили И.К. Пашкевич, Р.А. Апирубите, И.В. Данкевич, Г.И. Емельянов, Г.И. Каратаев.

1 — последовательность геофизических типов земной коры (пояснения в тексте); 2 — границы между блоками земной коры с различным геофизическим типом; 3 — граница Восточно-Европейской платформы; 4 — наименование блоков земной коры: Рж — Рижский, Лп — Лиепайский, Ин — Инчукалнский, Лт — Латгальский, Пс — Псковский, Нг — Новгородский, Вд — Валдайский, СЛ — Средне-Литовский, Бс — Браславский, Нв — Невельский, Кл — Калининградский, ЦЛ — Центрально-Литовский, Ле — Лепельский, Вт — Витебский, См — Смоленский, Мз — Мазовецкий, Вл — Вильнюсский, Мн — Минский, Бб — Бобруйский, Бр — Брестский, Ст — Столинский, Мо — Мозырский, Гм — Гомельский, Ко — Ковельский, Рв — Ровенский, Кр — Коростеньский, Кв — Киевский, Чр — Черниговский.

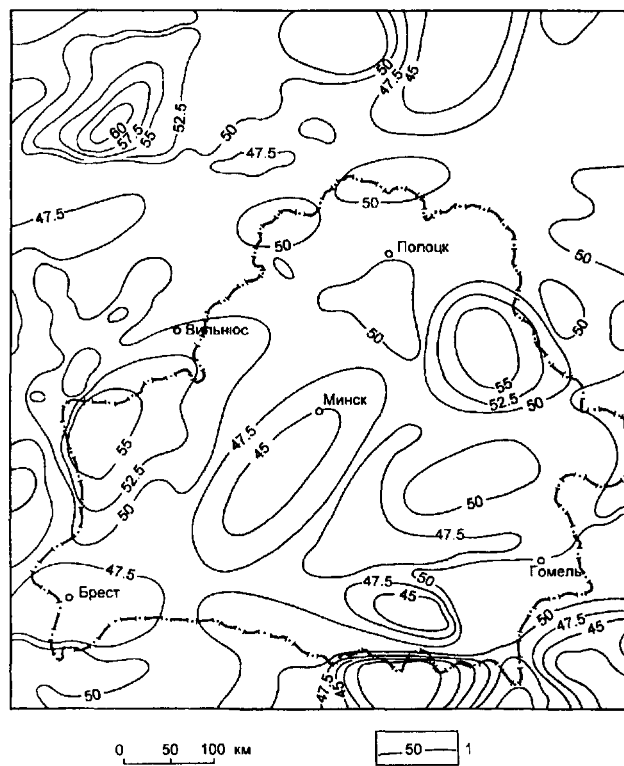


Рис. 9.12. Карта поверхности Мохо. Составили Г.И. Каратаев, И.К. Пашкевич.

1 — изогипсы, км.

Установлено, что Оршанская впадина совпадает с крупной впадиной в рельефе Мохо на глубине около 55 км. Восточная часть Белорусской антеклизы характеризуется относительно приподнятым залеганием границы Мохо, на глубинах 45—46 км. Полесская седловина по поверхности Мохо в широтном направлении также носит характер седловины. В Припятском прогибе выделяются две поверхности Мохо: нижняя, более древняя граница характерна для всей Беларуси, а верхняя, более молодая фиксируется на глубинах 35—40 км. В Подлясско-Брестской впадине граница Мохо прослежена на глубинах 46—47 км. В Белорусско-Литовском геоблоке четко вырисовываются западная и центральная системы крупных линейно вытянутых поднятий поверхности Мохо северо-восточного простирания с глубиной 45—47 км. Они разделены впадиной (55 км и более). Латвийской седловине отвечает крупное поднятие северо-западного направления.

Комплекс геолого-геофизических данных дает основание предположить, что Полоцко-Курземская и Припятско-Брестская сквозьлитосферные зоны разломов являются зонами широтного горизонтального сдвига в протерозое амплитудой 100—150 км (Гарецкий, Апирубите, Данкевич и др., 1990).

Мощность нижнего слоя варьирует в довольно широких пределах — от 5—10 до 30—32 км. В блоках типа А и В (Вильнюсский, Витебский) в центральной части наблюдается увеличение мощности слоя, а к их периферии — резкое уменьшение. В блоках земной коры со слоем "коро-мантийной смеси" (Мозырский, Брестский, Невельский) суммарная мощность нижнего слоя и слоя "коро-мантийной смеси" более или менее выдержана в пределах всего блока. В блоках типа С мощность нижнего слоя изменяется незначительно.

Изложенное свидетельствует о том, что основной энергетический потенциал земной коры заключен в вариациях мощности коры и мощности нижнего слоя, а также в вещественных неоднородностях верхнего ("гранитно-метаморфического") слоя, ярко отраженных в аномалиях наблюденного гравитационного и магнитного полей.

Электропроводность земной коры и верхней мантии. По данным магнитотеллурических зондирований на геофизической обсерватории "Плещеницы" в тектоносфере выделяется следующая последовательность электропроводящих слоев (Хотько, Кузнецов, 1993):

— осадочный чехол (мощность 0,4—0,5 км, удельное электрическое сопротивление 10—12 Ом·м);

— высокоомная нерасчлененная толща консолидированной коры и верхней мантии (мощность 100—120 км, сопротивление порядка $6 \cdot 10^3$—10^4 Ом·м);

— проводящий слой верхней мантии (мощность 20—30 км, удельное электрическое сопротивление 400—500 Ом·м);

— слой относительно слабо проводящий (мощность 200—250 км, удельное электрическое сопротивление $3 \cdot 10^1$—10^2 Ом·м);

— высокопроводящее основание (удельное электрическое сопротивление равно 30 Ом·м).

Отличительная черта геоэлектрического разреза по основной линии комплексного полигона (рис. 9.13) — наличие на большей части профиля проводящих слоев в земной коре и верхней мантии. Только на участке Витебск — Орша — Могилев проводящие слои не зафиксированы, что, скорее всего, обусловлено экранирующим эффектом мощного (до 1,7 км) платформенного чехла Оршанской впадины (его суммарная продольная проводимость до 1500 См).

Резкие разрывы между отдельными проводящими зонами совпадают с глубинными разломами мантийного заложения, разграничивающими геофизические блоки с разными типами земной коры. В пределах каждого блока в верхней части разреза четко фиксируются проводящие слои. Блоки с преимущественно основным составом и с большой мощностью коры (Вильнюсский, Инчукалнский, Калининградский, Бобруйский) характеризуются одним проводящим слоем и в целом относительно повышенной проводимостью среды (кажущееся удельное электрическое сопротивление выше и ниже проводящего слоя в пределах сотен единиц). Блоки с

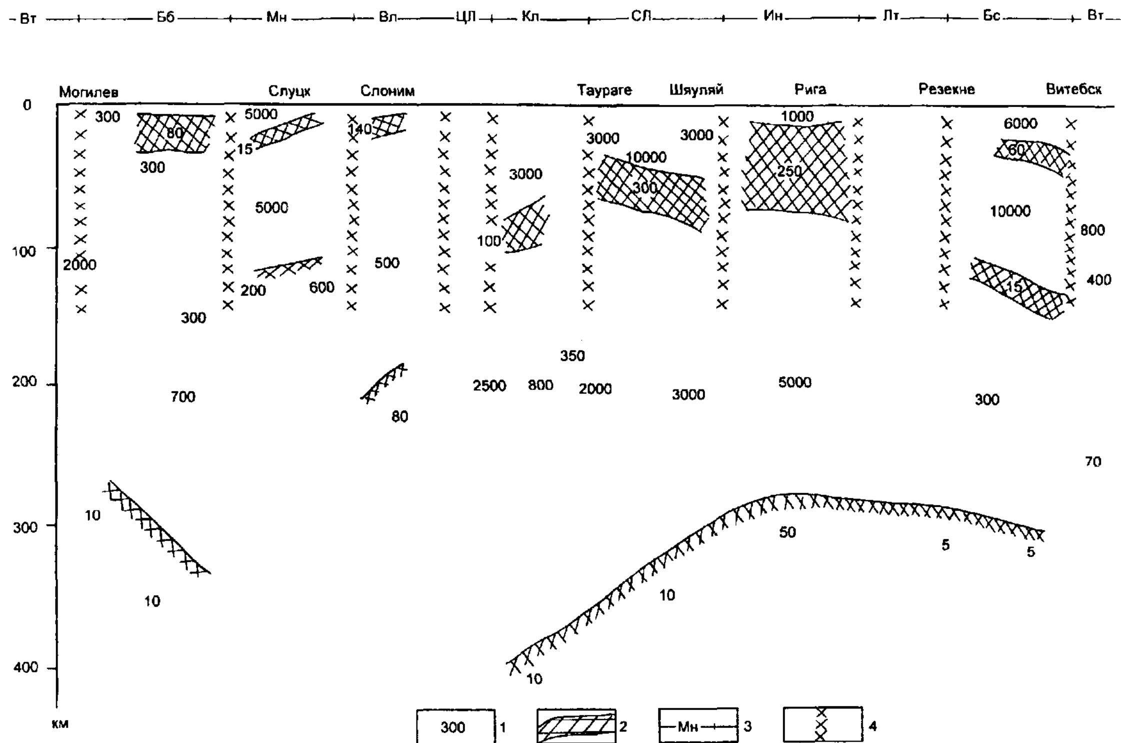


Рис. 9.13. Геоэлектрический разрез вдоль Белорусско-Прибалтийского геофизического полигона. Составили В.Н. Астапенко, Г.И. Каратаев.

1 — удельное электрическое сопротивление в Ом·м, 2 — электропроводящие слои, 3 — наименование блоков земной коры с различным геофизическим типом (см. рис. 9.11), 4 — глубинные разломы.

относительно меньшей мощностью коры (Минский, Средне-Литовский, Браславский) характеризуются двумя слоями повышенной проводимости в верхней части разреза. Характерная черта всего разреза — зона повышенной проводимости на глубинах порядка 300 км.

На геоэлектрическом разрезе по линии Гродно — Острына — Вилейка — Лепель — Велиж (рис. 9.14) прослежен проводящий слой в верхней части земной коры на всей площади Вильнюсского и Лепельского блоков. В первом блоке преимущественно основного состава слой повышенной проводимости хорошо выдержан по мощности, а кажущееся удельное электрическое сопротивление выше и ниже этого слоя имеет значение сотни единиц. В Лепельском блоке относительно пониженной основности и уменьшенной мощности земной коры слой повышенной проводимости резко меняется по мощности, а кажущееся удельное электрическое сопротивление выше и ниже этого слоя доходит до 10 000 Ом·м. В пределах этого блока нижний слой проводимости залегает на меньшей глубине, чем в соседних Вильнюсском и Витебском блоках.

Обобщенная картина распределения на территории Беларуси коровых аномалий электропроводности (рис. 9.15) показывает, что наиболее обширной является аномалия проводимости, соответствующая Белорусской антеклизе. Глубина до верхней кромки аномального слоя оценивается в 7—12 км, а проводимость изменяется в пределах 3—40 См. В фундаменте большая часть аномалии приходится на Белорусско-Прибалтийский гранулитовый пояс, а восточная ее часть — на Центрально-Белорусскую зону.

В северной части Беларуси выделена Полоцкая аномалия электропроводности с глубиной до кровли проводящего слоя 20 км и проводимостью 200—300 См. Природа этой аномалии связана с предположительно развитыми в Полоцко-Курземском линеаменте глубинными зонами метасоматоза и фенитизации, содержащими щелочные пироксены и амфиболы. Подобный состав пород при соответствующем давлении и некотором увеличении температуры совместно с незначительным количеством воды может обеспечить сопротивление пород 20—60 Ом·м.

На юго-западе Беларуси расположена Барановичская аномалия. Ее параметры — глубина до верхней кровли порядка 5 км и проводимость более 100 См. Эта аномалия находится в пределах южной части Центрально-Белорусской зоны, причем точка магнитотеллурического зондирования в районе г. Барановичи расположена в пределах пород околовской серии фундамента, для которой характерно увеличение содержания графит- и

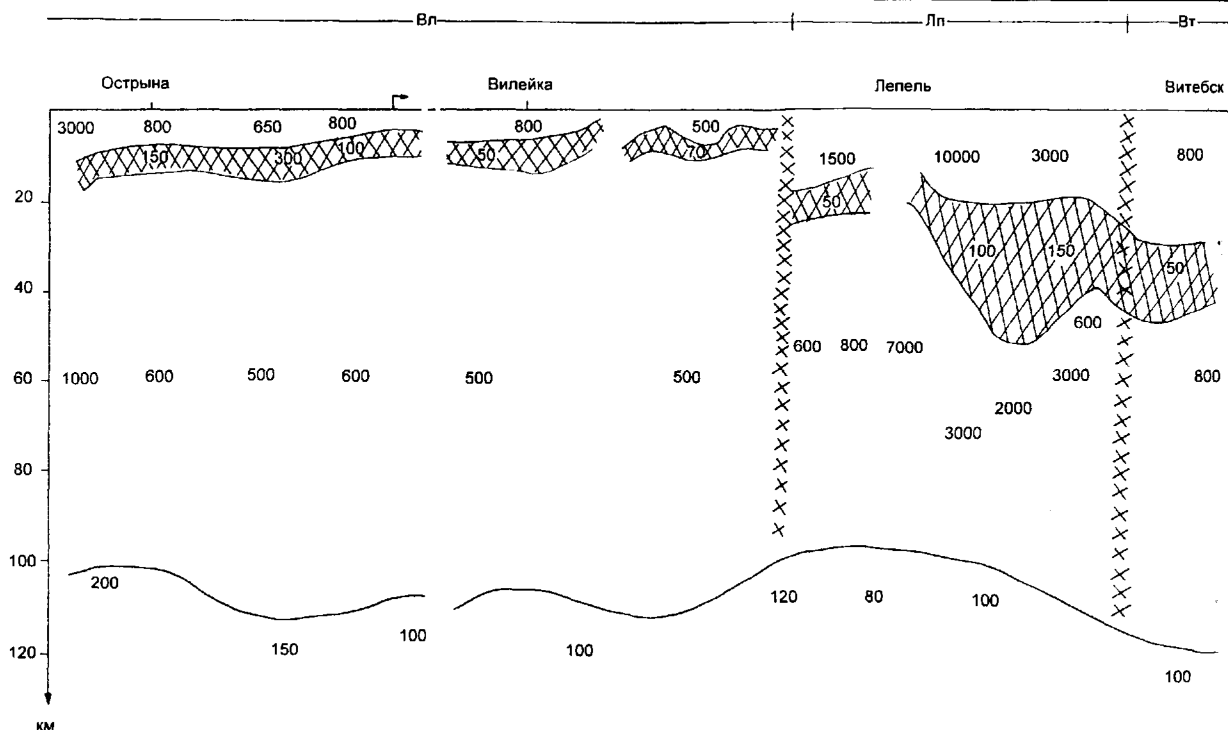


Рис. 9.14. Геоэлектрический разрез по профилю Гродно — Велиж. Составили В.Н. Астапенко, Г.И. Каратаев. Условные обозначения на рис. 9.13.

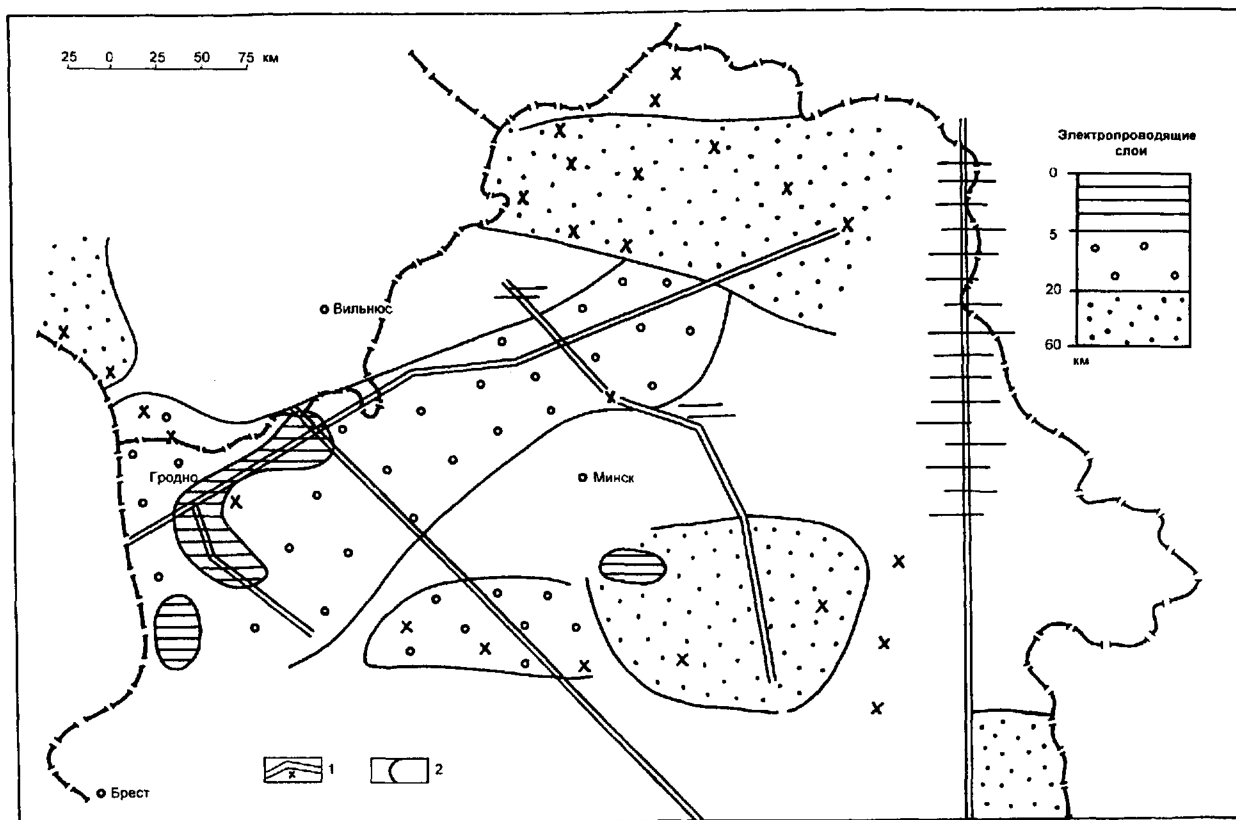


Рис. 9.15. Карта распространения электропроводящих слоев на территории Беларуси. Составил В.Н. Астапенко. 1 — точки и профили магнитотеллурических зондирований, 2 — границы распространения электропроводящих слоев.

железосодержащих пород, обладающих повышенной электропроводностью.

Восточнее выделена Бобруйская аномалия электропроводности с глубиной до кровли проводящего слоя порядка 10 км, проводимость которого около 70—100 См. Аномалия расположена в пределах Осницко-Микашевичского магматического пояса.

Гомельская аномалия электропроводности расположена в пределах Брагинского гранулитового массива. В пределах Оршанской впадины установлено существование проводящего слоя в верхах фундамента. Проводимость слоя 120—250 См, мощность (при одномерном варианте интерпретации) 1—2 км. По-видимому, аномалия обусловлена ионной проводимостью, связанной с зоной повышенной трещиноватости фундамента и ее заполнением водным раствором солей.

Кроме перечисленных крупных аномалий в отдельных районах установлен в самых верхах фундамента (глубина до 5 км) ряд локальных аномалий электропроводности. Ряд таких аномалий приурочен к мостовским гранитам (р-н г. Мосты и п. Куренец), к гранитам голеновского комплекса (п. Радунь).

Магнитотеллурические зондирования на геотрансекте EUROBRIDGE Варена — Несвиж — Выступовичи выполнены в 78 точках (рис. 9.16), из них 16 опорных через 25 км и 62 рядовых с шагом 5 км.

Установлено, что геоэлектрический разрез, построенный по продольной и эффективным кривым, на больших глубинах близок к нормальному геоэлектрическому разрезу Восточно-Европейской платформы и не содержит электрически проводящей астеносферы (рис. 9.17—9.20). Коровые аномальные зоны электрической проводимости порядка 100—200 См в пределах среднего этажа земной коры на территории Припятского прогиба обнаружены в т. 1 и 16, 17. В точках 21—23, расположенных на Микашевичско-Житковичском выступе фундамента, на кривых магнитотеллурического зондирования, полученных для различных поляризаций электромагнитного поля, заметен перегиб, который характеризует проводящий слой в 200—300 См на глубинах порядка 2 км.

Оценки величины сопротивления в первые единицы Ом·м говорят о доминирующем вкладе высокоминерализованных растворов в образование этой аномалии. Возможно, это связано либо с развитием зоны трещиноватости в верхней коре под выступом, либо эта аномалия характеризует надвиг кристаллических пород выступа на осадочные отложения. Представляется также, что существенную роль в образовании аномалии играют проводящие разломы, ограничивающие выступ с севера и юга, по которым, возможно, поступают минерализованные растворы в трещиноватую зону под выступом.

Северо-западнее Микашевичского-Житковичского выступа выделен опорный высокоомный горизонт, расположенный глубже поверхности фундамента на 500—1000 м. Это обстоятельство говорит о повышенной трещиноватости верхов фундамента и о его насыщенности высокоминерализованными растворами. В переходной зоне от Припятского прогиба к Белорусской антеклизе резко изменяется форма кривых магнитотеллурического зондирования и их уровень.

На Белорусской антеклизе выделено два аномальных проводящих слоя. Верхний слой, с глубиной до кровли 1—2 км, характерен для большей части Белорусско-Прибалтийского гранулитового пояса (т. 62—80). Его проводимость варьирует от 3 до 60 См. Второй, более глубокий слой, распространен шире и проявляется также на Бобовнянском выступе и в Кореличской зоне. Глубина его колеблется от 10 до 30 км, а проводимость от 7—8 См в северной части до 300 См на границе Белорусской антеклизы и Припятского прогиба.

На геоэлектрических разрезах, построенных по продольным эффективным кривым кажущегося сопротивления, проявляется ряд разломов в виде градиентных зон повышенной проводимости: в районе т. 50 Пержанско-Симоновичский (т. 13), в т. 26—28 на Копаткевичской ступени, Малодушинско-Червонослободский (т. 30—31) и в районе Красной Слободы (т. 38). Четко выделяется крупный Стоходско-Могилевский (т. 32—34) разлом, отделяющий Центрально-Белорусскую зону от Осницко-Микашевичского пояса. На геоэлектрическом разрезе проявляются Ляховичский (т. 41—42) и Северо-Припятский (т. 46) разломы. Полученная конфигурация проводящих зон для интервала т. 41—46 показывает падение плоскости разломов в направлении Припятского прогиба. На геоэлектрических разрезах градиентными зонами выделяется серия разломов в районе г. Кореличи. Четко проявляется Выжевско-Минский разлом (т. 52—54). В верхах фундамента проводящая зона имеет наклон к северо-западу. Эта зона пронизывает значительную толщу земной коры, соединяясь с проводящим слоем в средней части коры, причем проводимость слоя непосредственно в районе разлома (т. 52) достигает максимальной величины 100 См.

Наблюдается определенная корреляция данных магнитотеллурических исследований с вещественным составом фундамента. Так, в пределах Бобовнянского выступа фундамента (т. 44—52) развит нижнепротерозойский бобовнянский комплекс, который представлен, в основном, биотитовыми и амфибол-биотитовыми субщелочными гранитами и кварцевыми сиенитами. Здесь в земной коре установлен лишь один проводящий слой, который по результатам интерпретации погружается к северо-западу. В районе развития пород околовской серии и рудьмянской толщи прослеживается также один аномальный слой на глубинах более 20 км с проводимостью 20—30 См. В пределах Белорусско-Прибалтийского гранулитового пояса наблюдаются два аномальных

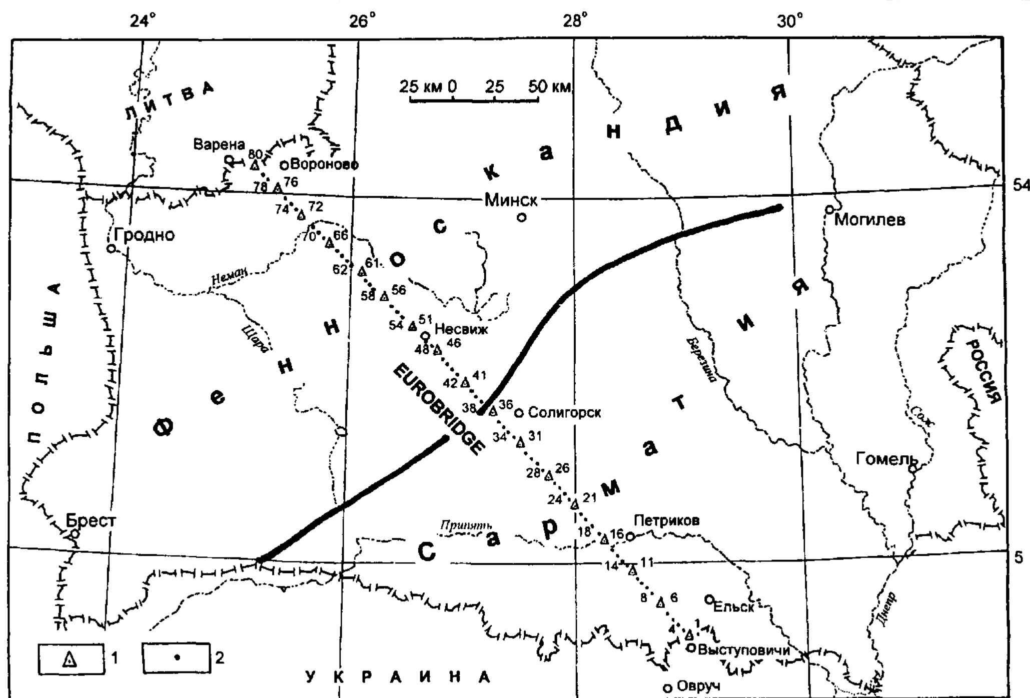


Рис. 9.16. Схема расположения пунктов магнитотеллурических зондирований на белорусском участке геотрансекта EUROBRIDGE Варена — Выступовичи. Составили В.Н. Астапенко, Г.Н .Довгаль.

1 — опорные пункты, 2 — рядовые пункты.

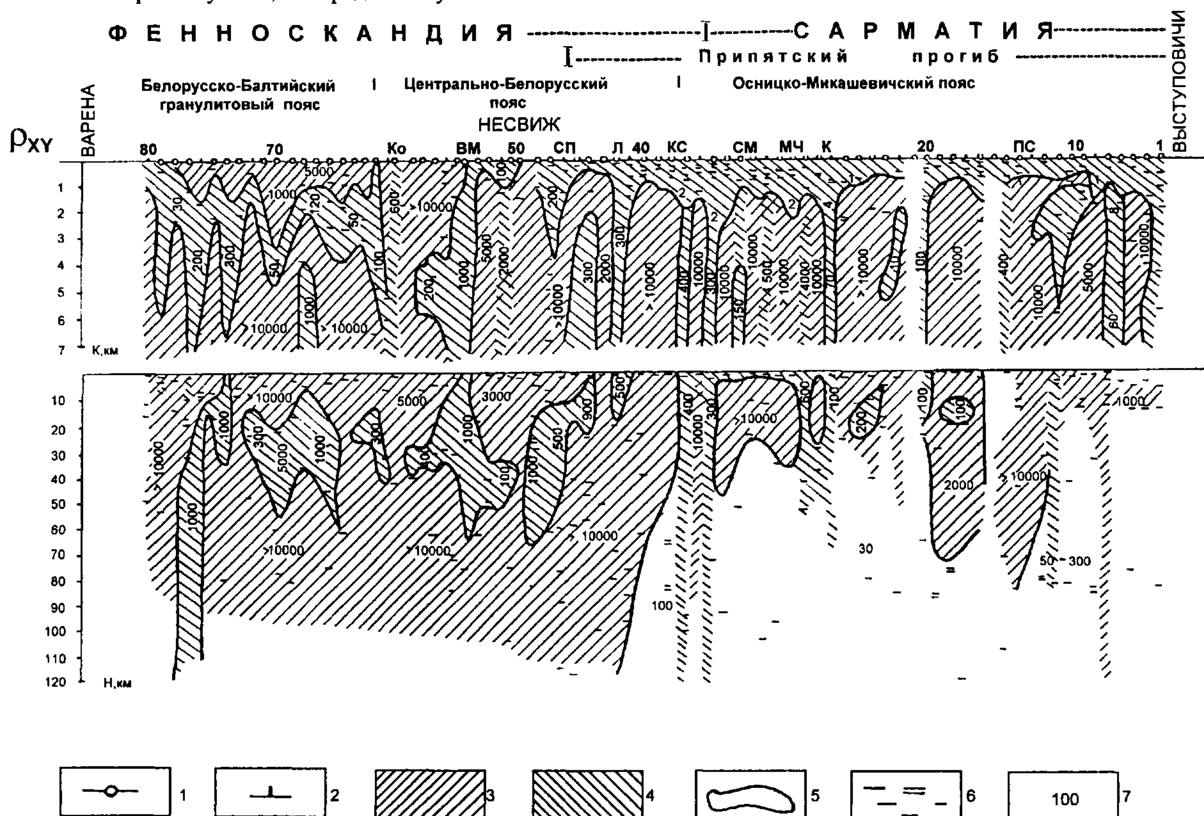


Рис. 9.17. Геоэлектрический разрез P_{xy} по профилю Варена — Выступовичи. Составил В.Н. Астапенко.

1 — рядовые пункты магнитотеллурических зондирований, 2 — опорные пункты, 3 — области высокого электрического сопротивления, 4 — области низкого электрического сопротивления, 5 — контуры областей с высоким и низким сопротивлением, 6 — градиентное строение среды, 7 — значения удельных электрических сопротивлений.

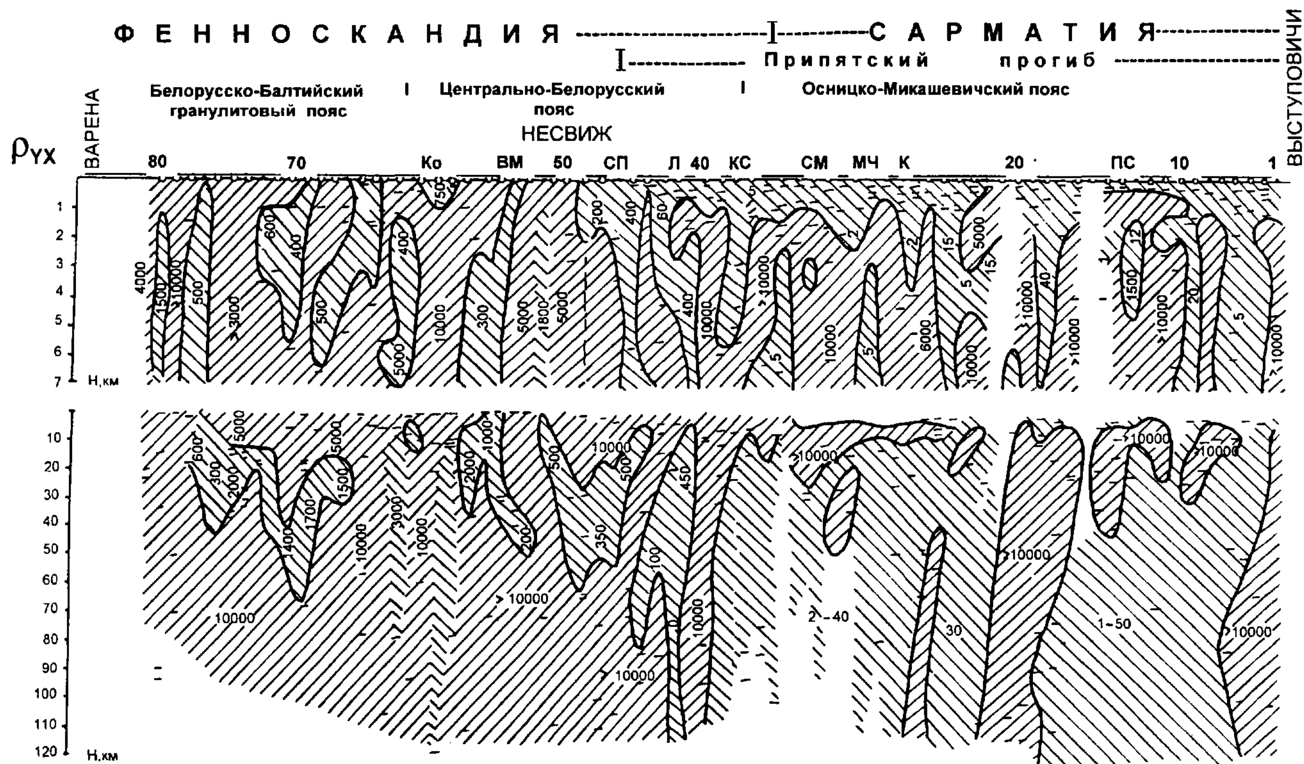


Рис. 9.18. Геоэлектрический разрез $P_{ух}$ по профилю Варена — Выступовичи. Составил В.Н. Астапенко. Условные обозначения на рис. 9.17.

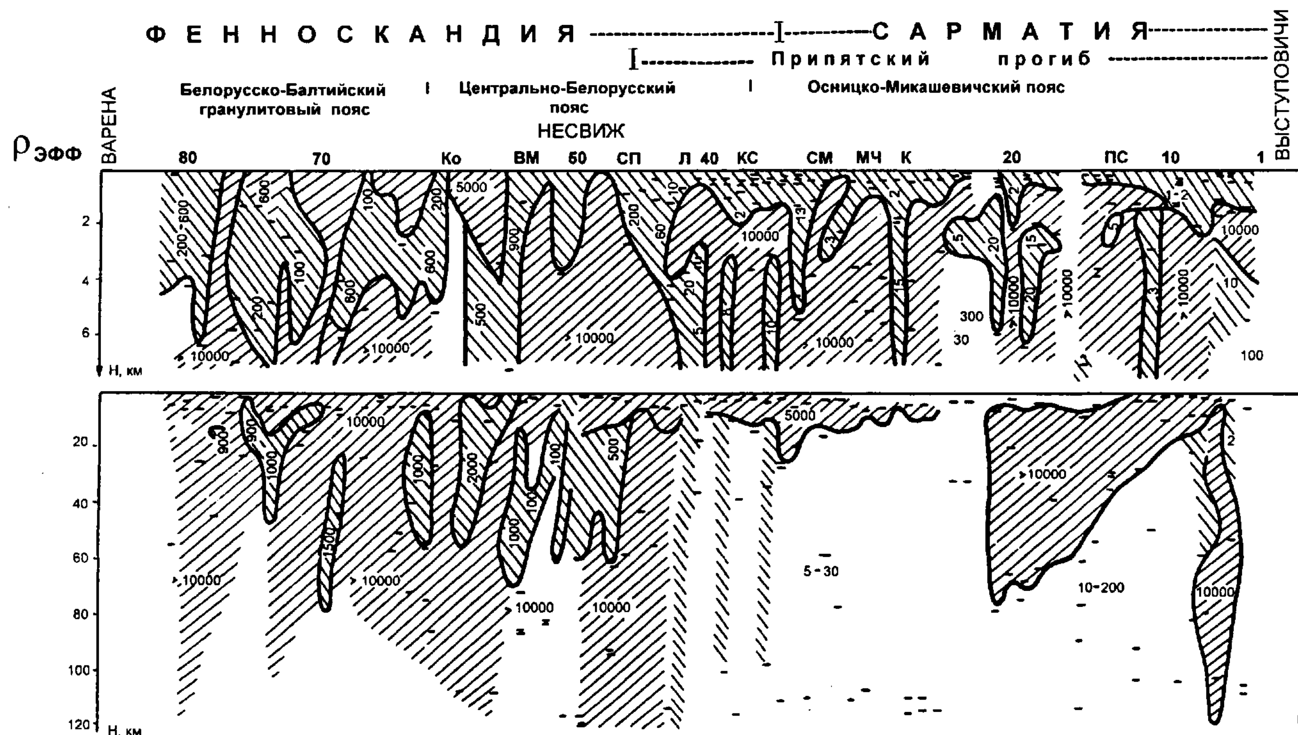


Рис. 9.19. Геоэлектрический разрез $P_{эфф}$ по профилю Варена — Выступовичи. Составил В.Н. Астапенко. Условные обозначения на рис. 9.17.

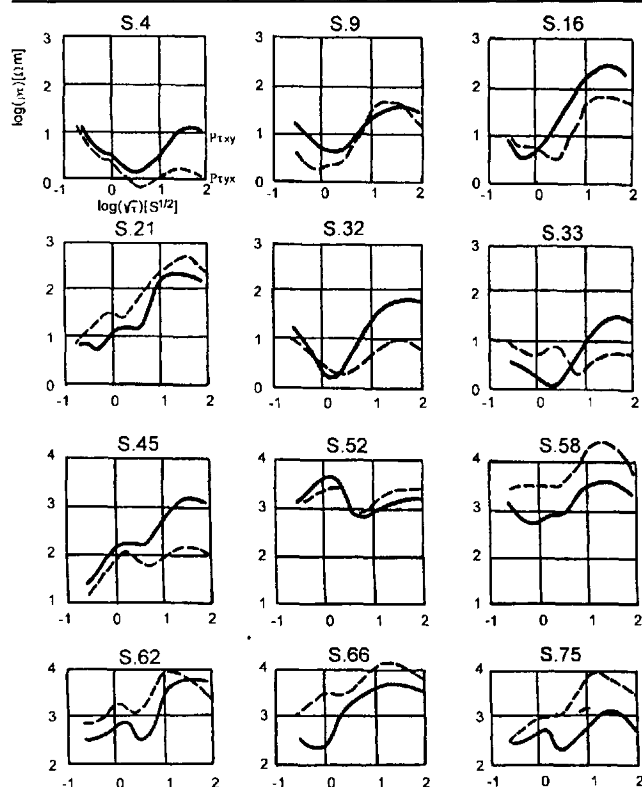


Рис. 9.20. Типичные кривые магнитотеллурических зондирований на опорных пунктах профиля Варена — Выступовичи. Составил В.Н. Астапенко.

проводящих слоя с глубинами до верхней кромки 1—2 и 10—20 км с проводимостью от 3 до 70 См.

Физической причиной электропроводности верхнего аномального слоя, скорее всего, является ионная электропроводность минерализованных подземных вод, которые поступают с земной поверхности через многочисленные разломы и зоны бластомилонитов, обладающих повышенной трещиноватостью. Второй электропроводящий слой четко выделяется не только в Белорусско-Прибалтийском гранулитовом поясе, но и на Балтийском и Украинском щитах, где он в некоторых местах выходит на поверхность. При этом замечено, что этому электропроводящему слою соответствуют сейсмические волноводы и области развития пород амфиболитовой и гранулитовой фаций с включением роговой обманки. Распространение этого электропроводящего слоя, видимо, связано с минерализованными подземными водами, находящимися в трещиноватых амфиболитах.

Таким образом, данные магнитотеллурических зондирований свидетельствуют о том, что тектоносфера существенно расслоена несколькими внутрикоровыми и внутримантийными слоями с повышенной электропроводностью. Блокам земной коры древней консолидации, с преобладанием в разрезе пород основного состава (мощным "базальтовым" слоем) и увеличенной мощностью коры (до 60 км), соответствуют относительно меньшая дифференциация по разрезу электрических свойств и повышенная в целом для всего разреза проводимость. Блокам же более поздней консолидации, более длительного развития, преимущественно среднего состава земной коры, с относительно уменьшенной мощностью коры, отвечает более дифференцированный геоэлектрический разрез с существенно пониженной проводимостью среды.

Плотность земной коры. Плотностная модель земной коры Беларуси построена на основании гравитационного моделирования, контролируемого материалами глубинных сейсмических зондирований (Гарецкий, Данкевич, Каратаев, 1999).

Гравитационное моделирование выполнялось вдоль упомянутых ранее профилей ГСЗ и по 19-ти расчетным профилям, секущим все основные структуры на территории Беларуси. Кроме поля аномалий силы тяжести и материалов ГСЗ использованы данные геофизической типизации земной коры (Каратаев, Пашкевич,1986), карта аномального магнитного поля, теплового потока, геологическая карта кристаллического фундамента (Аксаментова, Найденков, 1992), материалы лабораторных определений плотности пород фундамента.

Данные о структуре земной коры (мощность коры в целом и ее основных слоев) были взяты по материалам ГСЗ и на основании расчетов по комплексу геофизических и геологических данных по методике корреляционного прогнозирования (Каратаев, 1966). Начальные значения плотностей по разрезу земной коры задавались следующим образом. В верхней части земной коры (в "гранитно-метаморфическом" слое) — на основании лабораторных определений значений плотностей горных пород, выходящих на поверхность кристаллического фундамента. В средней (в "диоритовом" слое) и нижней ("базальтовом" слое) частях коры значения плотностей устанавливались по выявленным корреляционным соотношениям плотности и скорости сейсмических волн (с учетом типизации земной коры по ее глубинному строению), выявленным на основании гравитационного моделирования непосредственно на профилях ГСЗ. В средней части коры плотности пород различного состава оказались близкими (2,80—2,82 г/см^3), мало изменяющимися по латерали, они создают слабый гравитационный эффект. Плотность же пород нижнего ("базальтового") слоя земной коры изменяется существенно и по вертикали, и по латерали, и отражается в типах земной коры. Так, средняя плотность вещества нижнего слоя в блоках типа А равна 3,05—3,10 г/см^3, а в блоках типа C, D и F — 2,90—2,95 г/см^3. Вещество этого слоя непосредственно над разделом Мохо повсеместно обладает плотностью 3,07—3,10 г/см^2, а на срезе 27 км — около 2,96—2,98 г/см^3. Подкоровое мантийное вещество характеризуется плотностью 3,39 г/см^3 (для блоков типа F) — 3,43 г/см^3 (для блоков типа А).

Процесс компьютерного гравитационного моделирования состоял в такой корректировке значений плотностей и контуров возмущающих тел на начальных плотностных разрезах, в результате которой расчетное, модельное гравитационное поле хорошо совпадало бы с наблюденным полем силы тяжести. При этом контуры возмущающих тел в верхней части земной коры изменялись как на профилях ГСЗ, так и на расчетных профилях. А контуры глубинных границ корректировались только на расчетных профилях, где они были заданы на основе корреляционного прогнозирования. В процессе корректировки учитывались карты: типизации земной коры, магнитных аномалий и аномалий поля силы тяжести, петрофизическая, геологическая кристаллического фундамента, структурные и тектоническая.

После завершения гравитационного моделирования и построения плотностных разрезов, согласующихся с наблюденным полем силы тяжести, в каждой точке профиля были вычислены средневзвешенные значения плотностей, характеризующие плотность земной коры в целом.

Результаты районирования территории Беларуси по средневзвешенной плотности коры, изменяющейся от 2,85 до 3,00 г/см^3, представлены на рис. 9.21. Блоки земной коры с плотностью до 2,88 г/см^3 являются относительно разуплотненными, свыше 2,93 — уплотненными, а в промежутке от 2,89 до 2,92 г/см^3 — умеренной плотности. В целом земная кора территории Беларуси обладает высокой средней плотностью — более 2,90 г/см^3. Отметим хорошую корреляцию средней плотности земной коры с последовательностью типов земной коры A < AB < B < BC < C < CD < D: типу A соответствует уплотненная кора; типу AB — кора умеренной плотности, но с существенно уплотненным нижним

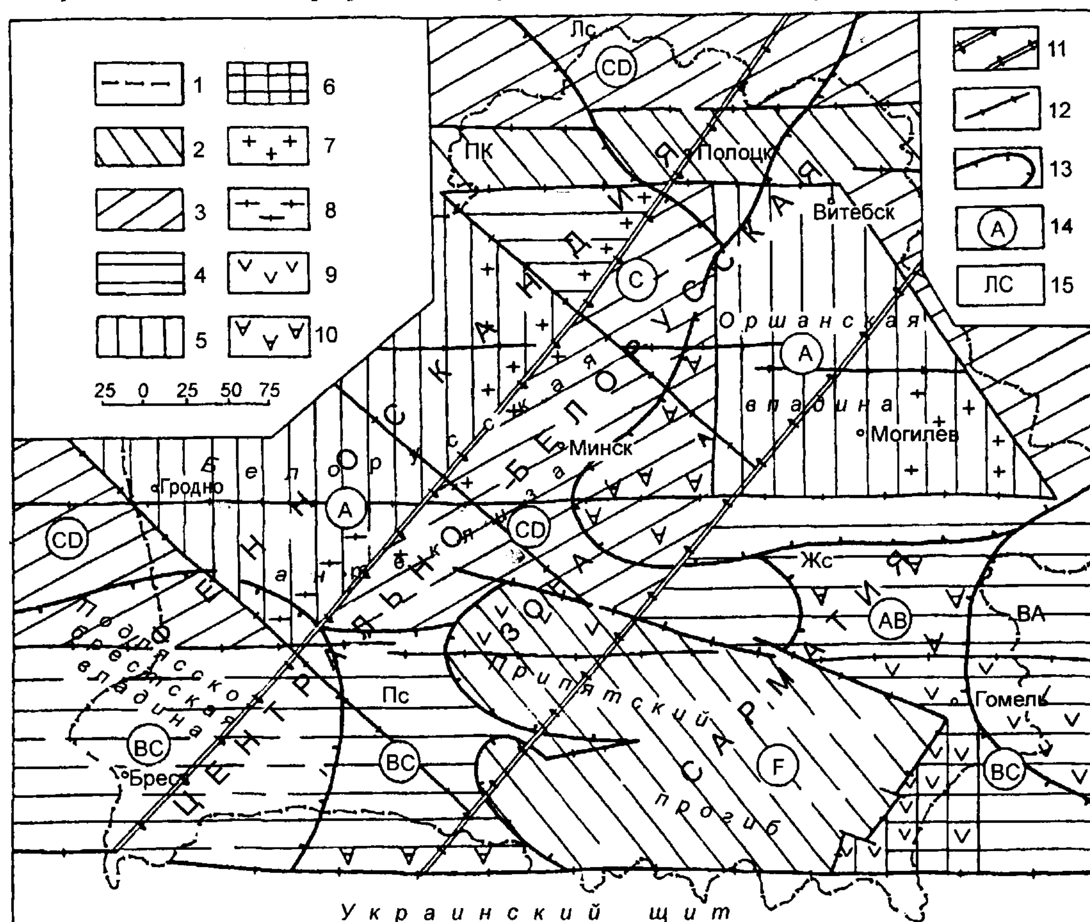


Рис. 9.21. Плотностная модель земной коры Беларуси. Составили Р.Г. Гарецкий, И.В. Данкевич, Г.И. Каратаев.

1 — границы блоков с различной плотностью земной коры; 2 — разуплотненная кора (2,88 г/см^3 и менее); 3 — кора с пониженной плотностью (2,89—2,90 г/см^3); 4 — кора умеренной плотности (2,91—2,92 г/см^3); 5 — уплотненная кора (2,93—2,95 г/см^3); 6 — сильно уплотнённая кора (2,96 г/см^3 и более); 7 — разуплотнения верхнего слоя земной коры; 8 — разуплотнения нижнего слоя коры; 9 — уплотнения верхнего слоя коры; 10 — уплотнения нижнего слоя коры; 11 — границы Центрально-Белорусской зоны сочленения Фенноскандии и Сарматии; 12 — основные глубинные разломы; 13 — границы крупных платформенных тектонических элементов; 14 — геофизические типы земной коры; 15 — названия тектонических структур: ПК — Полоцко-Курземская зона глубинных разломов, Лс, Жс, Пс — соответственно Латвийская, Жлобинская и Полесская седловины, ВА — Воронежская антеклиза.

слоем; типу BC — кора умеренной плотности (в Гомельском блоке отмечается сильно уплотненная кора в его западной части и уплотненный верхний слой); типам CD, C — кора пониженной плотности. Аномальный тип коры F (со слоем “коро-мантийной смеси”) — разуплотненная кора. Эта закономерность обусловлена, прежде всего, постепенным уменьшением мощности нижнего слоя при последовательном переходе от типа A к типу D.

Земная кора уплотнена в западной части Белорусской антеклизы, в Оршанской впадине и особенно на Брагинско-Лоевской седловине. Всем им по фундаменту соответствуют гранулитовые массивы. Разуплотненной земной корой характеризуются Полоцко-Курземская и Припятско-Брестская широтные зоны глубинных разломов.

На остальной части Беларуси земная кора характеризуется относительно умеренной плотностью. При этом плотность коры восточной части Белорусской антеклизы (по фундаменту это Центрально-Белорусский пояс), Брестско-Подлясской впадины и Жлобинской седловины несколько выше, чем на Полесской и Латвийской седловинах. Припятский прогиб по плотности земной коры четко разбивается на северную разуплотненную зону и южную зону умеренной плотности.

Земная кора Фенноскандинавского сегмента имеет в общем наибольшую плотность. В этом сегменте распространены блоки, главным образом, с уплотненной и умеренно плотной корой. Для Сарматского сегмента, если исключить Припятский прогиб с разуплотненной корой, также характерна высокая средняя плотность земной коры. Центрально-Белорусская зона сочленения этих сегментов отмечается значительной дифференциацией средней плотности земной коры — от разуплотненной до уплотненной.

Области контакта некоторых структур характеризуются разуплотнением или уплотнением верхнего или нижнего слоев земной коры. Так, в контактной полосе Фенноскандинавского сегмента и Центрально-Белорусского пояса к югу от Полоцко-Курземской разломной зоны разуплотнен верхний слой коры, а вблизи Подлясско-Брестской впадины разуплотнен уже нижний слой. При переходе от Припятского прогиба к Белорусской антеклизе наблюдается уплотнение верхнего слоя коры. Такая же картина на участке сочленения Припятского прогиба и Брагинско-Лоевской седловины. Области перехода Полесской седловины и Украинского щита, Оршанской впадины и Белорусской антеклизы характерны значительным уплотнением нижнего слоя.

Таким образом, земная кора Беларуси характеризуется существенной плотностной неоднородностью Центральной части региона, ограниченной на севере Полоцко-Курземской, а на юге Припятско-Брестской зонами глубинных разломов с существенно разуплотненной корой и выделяемой нами как Белорусско-Литовский геоблок, которому соответствует относительно уплотненная кора. Севернее и южнее этого геоблока земная кора менее плотная. Это свидетельствует об особом характере формирования земной коры Белорусско-Литовского блока.

Мощность литосферы и астеносферы. Для территории запада Восточно-Европейской платформы построена “астеносферно-геофизическая” модель кровли астеносферного слоя (мощности литосферы) и мощности астеносферного слоя (Гарецкий, Данкевич, Каратаев, 1996).

На карте мощности литосферы запада Восточно-Европейской платформы (рис. 9.22) наибольшими значениями характеризуется Украинский щит (до 200—220 км) и Белорусская антеклиза (до 200), наименьши-

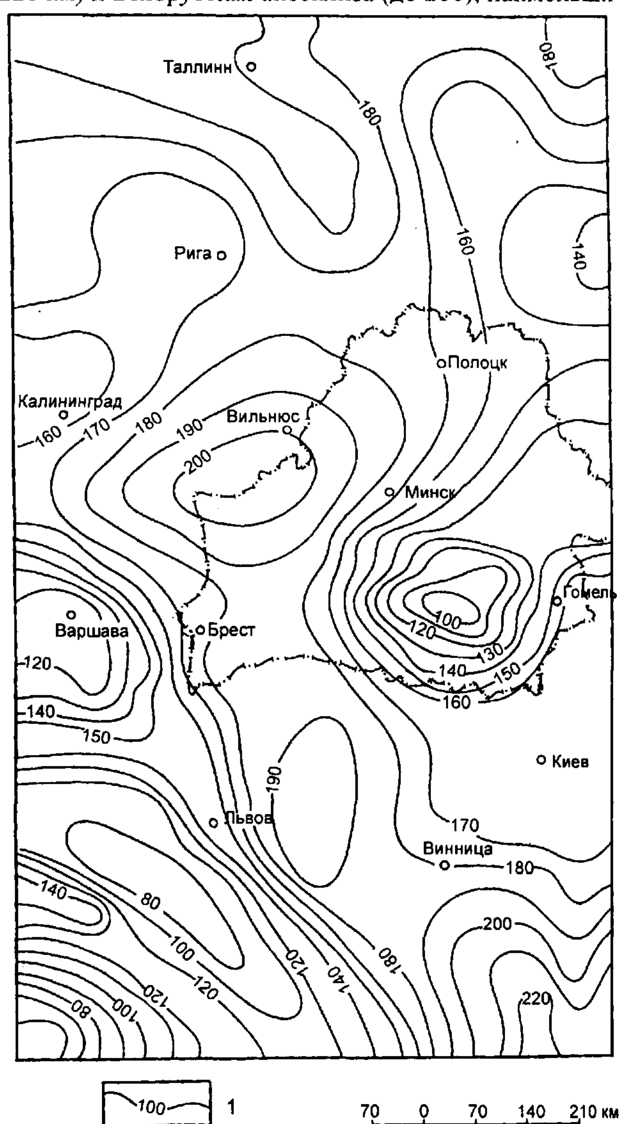


Рис. 9.22. Карта мощности литосферы западной части Восточно-Европейской платформы. Составили Р.Г. Гарецкий, И.В. Данкевич, Г.И. Каратаев (1996).
1 — изопахиты, км.

ми — район Карпат (70—80) и Припятский прогиб (90—100 км). Сопоставляя эту карту с картой тектонического районирования, находим, что крупные тектонические элементы хорошо отображаются в кровле астеносферного слоя (мощности литосферы). Так, четко вырисовываются Белорусская антеклиза в виде крупной впадины кровли астеносферного слоя с глубиной свыше 200 км. Аналогично характеризуется Украинский щит. Наоборот, существенно уменьшенной мощностью литосферы — валообразной структурой кровли астеносферного слоя на глубинах 90—100 км в ее своде отмечается Припятский палеорифт. Высокое залегание кровли астеносферного слоя в Карпатах. Резко выражена высоким градиентом кровли астеносферы юго-западная граница Восточно-Европейской платформы. В кровле астеносферы достаточно четко прослеживается Припятско-Брестская зона глубинных субширотных разломов, менее отчетливо — Полоцко-Курземская зона разломов.

В целом на территории запада Восточно-Европейской платформы прослеживается крупный прогиб кровли астеносферы субмеридионального простирания с глубинами в его осевой части до 190—200 км и более — линейно вытянутая зона утолщенной литосферы шириной 200—300 км, простирающаяся от Балтийского щита через Латвийскую и Полесскую седловины до Украинского щита и далее на юг.

Исходя из общей характеристики понятия астеносферного слоя как слоя с резко выраженной кровлей и относительно спокойной подошвой, соответствующей скоростной границе раздела Леманн, примем для территории западной части Восточно-Европейской платформы уровень залегания подошвы астеносферного слоя равным 230 км. На основании этого построена карта мощности астеносферного слоя (рис. 9.23), из которой видно, что под Белорусской антеклизой и Украинским щитом астеносфера или очень тонкая, или практически отсутствует. Наиболее мощная астеносфера под Припятским палеорифтом (130 км) и под Карпатами (до 170 км).

Наиболее ярким структурным элементом является отмеченная ранее Балтийско-Украинская зона утолщенной литосферы, секущая всю западную часть Восточно-Европейской платформы. Эта зона четко совпадает с ранее выделенной Р.Г. Гарецким и В.Я. Коже804ым (1983, 1987) по поверхности фундамента Балтийско-Украинской полосой поднятий. В современном структурном плане по поверхности фундамента, а в ряде случаев по некоторым горизонтам платформенного чехла между Балтийским и Украинским щитами отчетливо намечается Полесско-Латвийская зона поднятий, которая по поверхности фундамента представляет собой подземный мост, соединяющий оба щита в субмеридиональном направлении. Эта зона поднятий вместе с обоими щитами образует Балтийско-Украинскую приподнятую полосу, которая является главной субмеридиональной тектонической осью Восточно-Европейской платформы. В историческом плане эта ось ощущалась практически в течение всего платформенного этапа развития от рифея до современной эпохи, нередко являлась своеобразным водоразделом эпиконтинентальных бассейнов, заливавших платформу. К ней приурочен и современный водораздел бассейнов Балтийского и Черного морей.

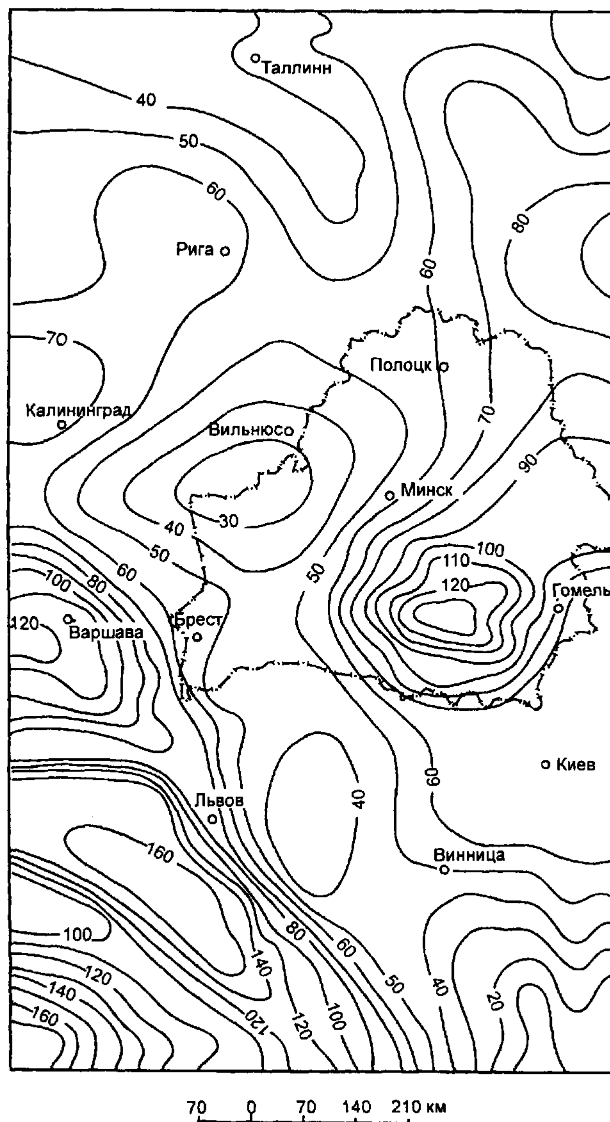


Рис. 9.23. Карта мощности астеносферы западной части Восточно-Европейской платформы. Составили Р.Г. Гарецкий, И.В. Данкевич, Г.И. Каратаев. Условные обозначения на рис. 9.22.

Сопоставляя карты мощностей литосферы и астеносферы с основными тектоническими элементами земной коры запада Восточно-Европейской платформы и сопредельных территорий, а также типами земной коры, находим следующее (рис. 9.24, 9.25).

Максимальная мощность литосферы приходится на основную сводовую часть Белорусской антекли-

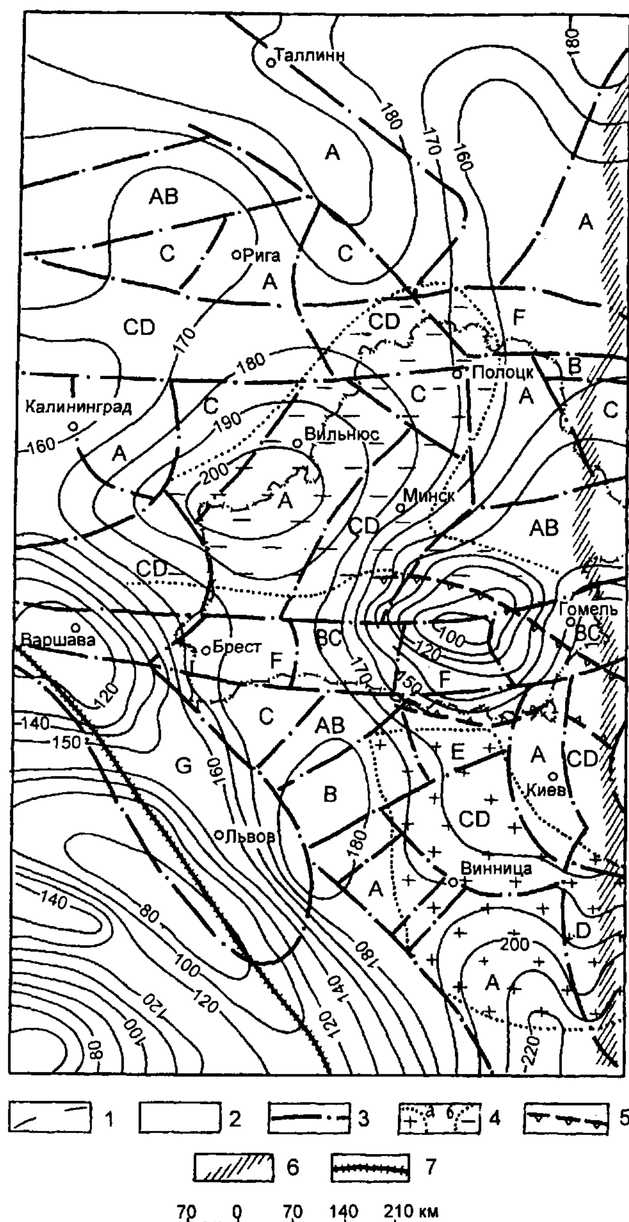


Рис. 9.24. Схема сопоставления мощности литосферы западной части Восточно-Европейской платформы с геофизическими типами земной коры. Составили Р.Г. Гарецкий, И.В. Данкевич, Г.И. Каратаев (1996).

1 — мощность литосферы; 2 — геофизические типы земной коры; 3 — границы блоков земной коры с различными типами (глубинные разломы); 4 — границы: а — Украинского щита, б — Белорусской антеклизы; 5 — краевые разломы Припятско-Донецкого авлакогена; 6 — ось полигенно-полихронной активизации; 7 — линия Тейссейра-Торнквиста (TESZ).

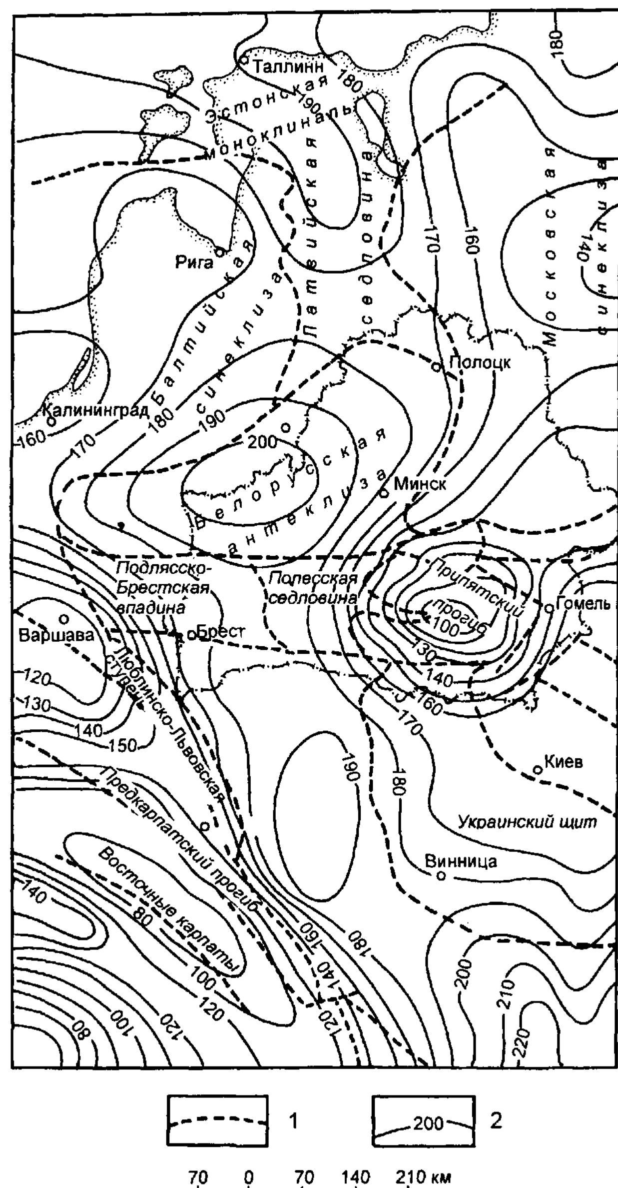


Рис. 9.25. Схема сопоставления мощности литосферы западной части Восточно-Европейской платформы с платформенными структурами. Составили Р.Г. Гарецкий, И.В. Данкевич, Г.И. Каратаев (1996).

1 — границы платформенных структур, 2 — мощность литосферы, км.

зы, к которой также приурочена наиболее значительная мощность коры в регионе. Несколько меньшую мощность имеет литосфера в пределах запада Украинского щита и Волыно-Подольской плиты. Складчатые структуры Предкарпатья и Карпат характеризуются резко уменьшенной мощностью литосферы, что характерно для всех молодых складчатых областей.

Анализируя распределение блоков земной коры различного состава в пределах трансрегиональной Балтийско-Украинской зоны утолщенной литосферы, легко заметить, что к ней в значительно большей степени тяготеют блоки, имеющие интегральный основной (типы А и В) или основно-средний (тип С) состав. Системы блоков, расположенные в восточной части рассмат-

риваемой территории, характеризуются меньшими мощностями литосферы (до 150—160 км).

Сопоставляя по всему региону мощность литосферы и глубины залегания поверхности Мохо вне зависимости от возраста и состава верхней части коры, приходим к выводу, что в целом наблюдается прямое соотношение: мощная литосфера — мощная земная кора. В первую очередь, это соответствие относится к территории, занимаемой главными докембрийскими структурами фундамента запада платформы — Белорусско-Прибалтийскому гранулитовому поясу и Подольскому гранулитовому блоку с различной степенью переработки. Для существенно переработанных гранулитовых блоков земной коры (Киевского, Брагинского, Бобруйского, Витебского, Валдайского) указанное соотношение не всегда выдержано.

Сравнение мощности литосферы и астеносферы с платформенными тектоническими элементами показывает их хорошее совпадение. Так, для крупных положительных структур (южная часть Балтийского щита, Белорусская антеклиза, Украинский щит и разделяющие их седловины) характерны мощная литосфера (до 190—200 км) и тонкая астеносфера (до 20—40 км). Наоборот, к основным отрицательным структурам приурочены тонкая литосфера и толстая астеносфера: Припятский прогиб (соответственно — до 100 и 130 км), Оршанская впадина (до 140—160 и 50 — 90), Балтийская синеклиза (до 160—180 и 50—70 км). Это свидетельствует о том, что распределение современных мощностей литосферы и астеносферы сформировалось, главным образом, в течение платформенных этапов развития Восточно-Европейского кратона. Особенно существенное воздействие на утонение литосферы оказали процессы растяжения и преобразования вещества литосферы и астеносферы в результате рифейско-ранневендского (Оршанская впадина) и палеозойского (Припятский прогиб) рифтогенеза.

Современная динамика земной коры. Как ранее упоминалось, для изучения современной динамики тектоносферы в Белорусско-Прибалтийском регионе создан комплексный геодинамический полигон, где систематически один раз в год проводятся гравиметрические и магнитометрические высокоточные наблюдения за поведением соответственно поля силы тяжести и геомагнитного поля (см. рис. 9.1). В 1996 г. дополнительно к этому полигону были построены еще две геодинамические линии: вдоль белорусского участка геотрансекта EUROBRIDGE по линии Лида — Несвиж — Ельск и на белорусском продолжении украинского участка EUROBRIDGE вдоль линии Бобруйск — Ельск. Впоследствии эти линии были продолжены на север Беларуси (рис. 9.26). Расстояния между гравиметрическими пунктами около 20—50 км, между магнитометрическими пунктами — примерно 10 км.

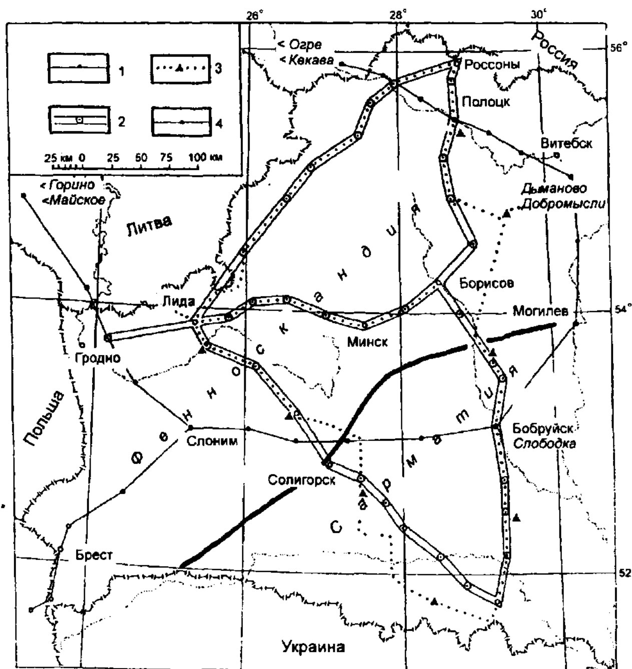


Рис. 9.26. Схема Белорусского полигона изучения аномалий векового хода гравитационного и магнитного полей. Составили Ю.В. Белов, О.И. Карагодина, Г.И. Каратаев.

1 — пункты Белорусско-Прибалтийского геофизического полигона (см. рис. 9.1), 2 — гравиметрические пункты, 3 — магнитометрические пункты (треугольники — пункты векового геомагнитного поля), 4 — линия, связывающая Белорусский и Польский полигоны.

Гравиметрический полигон включает 66 пунктов. Между 35-ю пунктами проведены трехкратные повторные наблюдения. Это позволило получить информацию об изменении поля силы тяжести во времени для разных геотектонических структур. Наблюдения проводились одновременно тремя гравиметрами по схеме А — В — В — А. Средняя квадратичная ошибка измеренных приращений поля силы тяжести составляет 0,05—0,06 мГал. Невязки в целом по полигону не превышают десятые доли миллигала (Каратаев, Шевцов, 1994). Учитывая точность наблюдений, особенности глубинного строения земной коры региона, в качестве узловых пунктов, относительно которых выявлялись аномалии векового хода поля силы тяжести, взяты пункты, расположенные друг от друга на расстоянии свыше 250 км, а именно: поселки Огре под Ригой, Дыманово вблизи Витебска, Слободка около Бобруйска, Горино недалеко от г. Советска и г. Лида на геотрансекте EUROBRIDGE.

Сопоставляя кривые, характеризующие ход поля силы тяжести во времени (рис. 9.27), с данными о глубинном строении земной коры региона, находим следующие закономерности: 1) скачкообразное изменение вековых вариаций приурочено к зонам глубинных разломов мантийного заложения, разделяющих крупные блоки земной коры с существенно различным типом ее

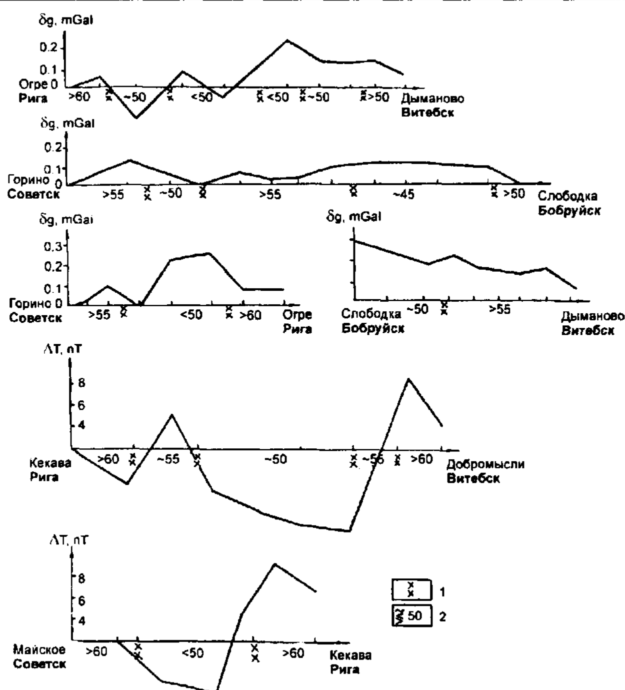


Рис. 9.27. Графики аномалий векового гравитационного (а) и магнитного (в) полей на Белорусско-Прибалтийском геофизическом полигоне. Составил Г.И. Каратаев.

1 — глубинные разломы, 2 — мощность земной коры, км.

строения и характером эволюции; 2) области высоких значений вековых вариаций соответствуют участкам с относительно малой мощностью земной коры, с приподнятым залеганием поверхности Мохо. В то же время относительно слабым значениям вековых вариаций поля силы тяжести отвечают области увеличенной мощности земной коры, выраженные впадиной на поверхности Мохо.

Выявленные закономерности обусловлены, на наш взгляд, тем, что в областях поднятий поверхности Мохо, соответствующих зонам активных тектонических и магматических проявлений на протяжении всей истории формирования и развития земной коры, сокращение мощности коры происходит за счет процесса эклогитизации низов земной коры. Это приводит к обогащению нижней коры плотными магматическими породами, постепенному повышению их уровня в земной коре, увеличению гравитирующего эффекта.

При пересечении Полоцко-Курземской зоны разломов, на отрезке Горино — Огре в Прибалтике и на отрезке Огре — Дыманово в Беларуси наблюдается положительный аномальный ход кривых вековых вариаций: эта зона характеризуется современной сейсмической активностью, уменьшенной мощностью коры, отрицательным вековым ходом магнитного поля, аномальной электрической проводимостью в земной коре. Полоцко-Курземская зона — зона активных тектономагматических процессов.

Относительно пониженные участки вековых вариаций поля силы тяжести соответствуют стабильным областям древнейшей консолидации земной коры, с наибольшей мощностью земной коры, мощным нижним слоем. Здесь современные глубинные процессы не проявляют достаточной активности.

Характер изменений аномалий вековых вариаций поля силы тяжести непосредственно на геотрансекте Варена — Несвиж — Выступовичи свидетельствует, что в Центрально-Белорусской зоне сочленения Фенноскандии и Сарматии в настоящее время протекают активные тектонофизические процессы.

Магнитометрический полигон. На этом полигоне заложено 303 пункта (см. рис. 9.1, 9.24). Между 143-мя пунктами трижды проведены повторные магнитометрические измерения приращения модуля полного вектора магнитного поля двумя протонными магнитометрами. Средняя квадратичная ошибка отдельного измерения — 1,4 нТл, среднего значения приращения — 0,7 нТл. Невязки по полигону не превышают 10 нТл (Каратаев, Папушина, 1991). Методика измерения приращений геомагнитного поля между пунктами включала измерение поля по схеме $A(t_{a1}) — B(t_{b1}) — B(t_{b2}) — A(t_{a2})$ с фиксацией геомагнитных вариаций в течение всего временного промежутка $(t_{a1} — t_{a2})$ с помощью специальной магнитовариационной станции, устанавливаемой между точками А и В. В качестве узловых пунктов, относительно которых вычислялись аномалии векового хода магнитного поля, как и при вычислении аномалий векового хода поля силы тяжести, взяты следующие пункты: п. Кекава под Ригой, п. Добромысли в р-не Витебска, г.п. Старые Дороги западнее Бобруйска, п. Майское вблизи Советска.

Анализируя графики аномалий векового хода магнитного поля, приходим к заключению, что на территории Белорусско-Прибалтийского региона такие аномалии существуют и на отдельных участках достигают величин 5—10 нТл.

Наиболее ярко аномалии векового хода магнитного поля 5—7 нТл/год (см. рис. 9.27) выражены на линиях Майское — Кекава и Кекава — Добромысли, секущих Полоцко-Курземскую зону глубинных разломов. Здесь при переходе от блоков с мощным нижним слоем и толстой корой к блокам с меньшей мощностью нижнего слоя и относительно тонкой корой наблюдаются отрицательные аномалии векового хода магнитного поля. Это согласуется с поведением в этой зоне вариаций поля силы тяжести и отражает современную активность глубинных процессов. Заметим также, что при переходе от одного блока к другому градиент аномалий векового хода магнитного поля резко увеличивается.

Таким образом, данные повторных высокоточных гравиметрических и магнитометрических наблюдений дают нам информацию об участках наиболее ин-

тенсивных современных глубинных процессов в тектоносфере Беларуси. Глубинные разломы, разделяющие блоки земной коры с различным типом ее строения, проявляют современную активность. Блоки тяжелые (с толстой корой и мощным нижним слоем) в современной геодинамике являются стабильными, а блоки более легкие (с менее толстой корой и с более тонким нижним слоем) характеризуются активным развитием современных глубинных процессов.

Модель строения литосферы по линии белорусской части геотрансекта EUROBRIDGE. Комплексные геолого-геофизические исследования (бурение, определение абсолютного возраста пород, глубинное сейсмическое и магнитотеллурическое зондирование, грави- и магнитометрия и др.), проведенные по линии белорусской части геотрансекта EUROBRIDGE, позволили создать модель строения литосферы вдоль этого профиля (Гарецкий, 1997, 1999). Геотраверс включает профиль, проходящий от г. Варена (Литва) до п. Выступовичи (юг Беларуси), и профиль, берущий начало западнее г. Бобруйска до г.п. Лельчицы и далее до границы с Украиной (см. рис. 9.1). Последний близок к субмеридиональным сейсмическим профилям ГСЗ—МОГТ III—III и VIII—VIII, проведенным ранее через Припятский прогиб. Модель строения литосферы (рис. 9.28) состоит из двух частей: левая — это северо-западный отрезок профиля Варена — Выступовичи, правая — профиль Бобруйск — Лельчицы. Геотрансект пересекает основные тектонические элементы фундамента (Восточно-Литовский пояс, Белорусско-Прибалтийский гранулитовый пояс, Центрально-Белорусская зона*, Осницко-Микашевичский вулканоплутонический пояс) и платформенного чехла (Белорусская антеклиза, позднерифейский Волыно-Оршанский палеопрогиб с Оршанской впадиной, палеозойский Припятский прогиб и развитая над ним западная часть мезозойско-кайнозойской Припятско-Днепровской синеклизы).

Субмеридионально вытянутые Восточно-Литовский пояс и Белорусско-Прибалтийский гранулитовый пояс принадлежат Фенноскандии. Они ограничены Белостокским и Кореличским надвигами, имеющими, видимо, листрический характер и мантийную глубину заложения. Гранулитовый пояс серией листрических надвигов разбит на чешуи и пластины, которые сложены из чередующихся между собой гранулитовых, интенсивно бластомилонитизированных и гранитизированных пород. Абсолютный возраст пород по недавним определениям уран-свинцовым методом 1,9—1,7 млрд лет (Бибикова и др., 1995), хотя некоторые исследователи (Аксаментова, Найденков, 1992) считают их более древними, а названные цифры отражают, по их мнению, возраст более поздней тектономагматической активизации. Этот метабазит-гранулитовый комплекс целиком слагает верхнюю земную кору, которая имеет мощность

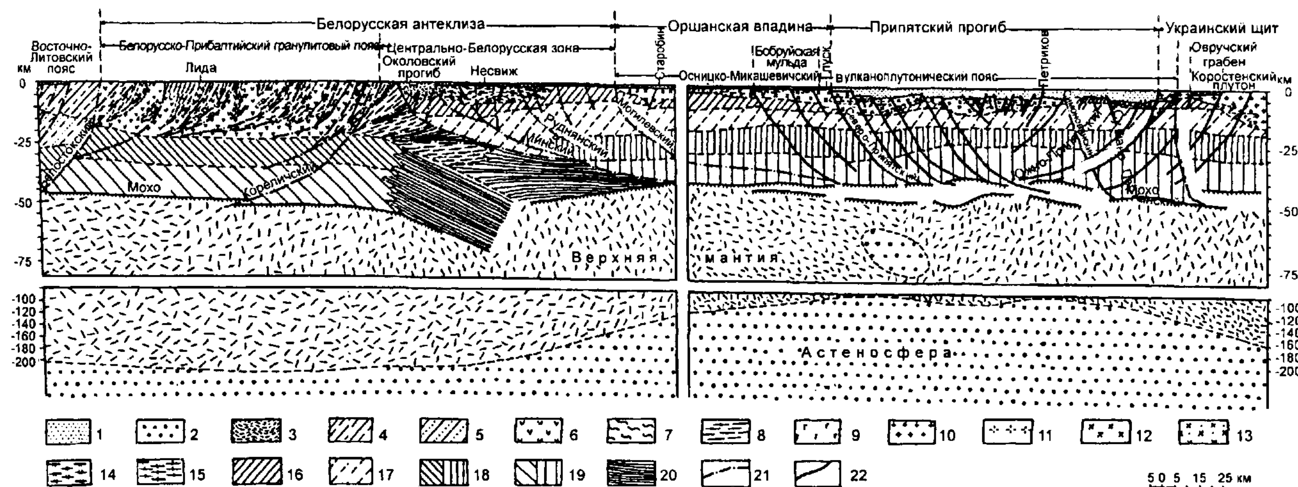


Рис. 9.28. Модель строения литосферы вдоль белорусской части геотрансекта EUROBRIDGE. Составил Р.Г. Гарецкий (с использованием материалов Н.В. Аксаментовой, Г.С. Злотского, Ю.П. Морозенко и др.).

1 — платформенный чехол; 2 — вулканогенно-осадочные породы нижнего рифея (квазиплатформенный чехол); 3 — плагиогнейсы, амфиболиты (околовская серия); 4 — амфиболит-гнейсовый комплекс (Фенноскандия); 5 — гнейсо-гранулитовый комплекс (Фенноскандия); 6 — метабазит-гранулитовый комплекс; 7 — бластомилонитовый комплекс; 8 — кальцифир-гнейсо-гранулитовый комплекс; 9 — габбро, габбро-нориты, 10 — субщелочные граниты; 11 — плагиоклаз-микроклиновые граниты; 12 — гранодиориты; 13 — диориты, метадиабазы, метагаббро; 14 — микроклиновые, плагиоклаз-микроклиновые граниты; 15 — ортоклазовые граниты; 16 — амфиболит-гнейсовый комплекс (Сарматия); 17 — гнейсо-гранулитовый комплекс (Сарматия); 18 — средняя кора: а — Фенноскандии, б — Сарматии; 19 — нижняя кора: а — Фенноскандии, б — Сарматии; 20 — фрагменты океанской коры; 21 — докембрийские разломы; 22 — девонские разломы.

* Центрально-Белорусская зона фактически соответствует Смоленско-Дрогичинской шовной зоне (Найденков, 1998).

20—25 км. Мощность средней коры Фенноскандии достаточно выдержана и равна 12—15 км, нижней — 15—20 км. Общая мощность земной коры в пределах Белорусской антеклизы достигает 50—60 км.

Земная кора Сарматии в качестве единого континентального сегмента сформировалась ко времени 2,3—2,8 млрд лет. На ее северо-западной окраине расположен Осницко-Микашевичский вулканоплутонический пояс, который сложен наиболее молодыми различными по составу магматическими комплексами (Аксаментова, Найденков, 1992), причем отмечено омоложение пород с северо-запада на юго-восток — от наиболее ранней (2,02 млрд лет) метагаббро-диабазовой формации через наиболее широко распространенную диорит-гранодиорит-гранитную (2,0—1,97) до кварц-сиенит-гранитной формации житковичского комплекса и Коростенского плутона (1,8—1,75 млрд лет). Породы магматического пояса наложены на архейские амфиболит-гнейсовый и гнейсо-гранулитовый комплексы верхней земной коры. Осницко-Микашевичский пояс ограничен глубинными листрическими разломами докембрийского заложения: Стоходско-Могилевским на северо-западе и Сущано-Пержанским на юго-востоке. Мощность верхнего слоя земной коры примерно равна 20 км, уменьшаясь в районе Припятского прогиба до 16—18 км. Мощность средней коры колеблется от 8 до 13 км, нижней —10—20 км, причем наибольшие ее значения относятся к Припятскому прогибу, хотя общая мощность земной коры здесь наименьшая (35—40 км).

По палеомагнитным данным Фенноскандия и Сарматия до времени 2,1—2,0 млрд лет имели различное географическое положение и были разъединены бассейном с океанской корой (Bogdanova et al., 1996). В течение раннего протерозоя происходили процессы аккреции различных террейнов, доменов, островных дуг, которые привели к формированию главных сегментов континентальной коры кратона — Фенноскандии и Сарматии. Ко времени 2,0 млрд лет океанская кора к северо-западу от Сарматии подверглась субдукции, а на ее окраине начал формироваться Осницко-Микашевичский пояс. Постепенный процесс субдукции океанской коры под континентальный сегмент Сарматии зафиксирован в отмеченном ранее последовательном омоложении пород магматических комплексов пояса с северо-запада на юго-восток.

Ко времени 1,85 млрд лет континентальная кора восточной части Фенноскандии, несомненно, уже была сформирована. Поэтому начиная с этого времени, субдукция, скорее всего, завершилась и сменилась коллизией континентальных сегментов Сарматии и Фенноскандии, окончательное соединение которых в общий блок фундамента кратона произошло около 1,7 млрд лет тому назад.

На месте стыка этих сегментов сформировалась Центрально-Белорусская зона, расположенная между Стоходско-Могилевским и Кореличским разломами. Она прослежена от линии Тейссейра-Торнквиста до широты севернее Полоцка, т. е. более чем на 600 км при ширине около 60 км. Эта сутурная зона имеет очень сложное строение: она состоит из серии клиновидных блоков разновозрастных метаморфических и магматических комплексов, разбитых разноориентированными разломами. Вдоль западного края зоны протягивается узкая полоса так называемой рудьмянской серии (породы гранулитовой фации: амфиболитовые гнейсы, кальцифиры, кристаллические сланцы, пироксенолиты, мрамора и др.), далее — породы околовской серии (гнейсосланцевый комплекс). По геолого-петрологическим и геохимическим особенностям породы обеих толщ принадлежат островодужной ассоциации. Среди магматических образований наиболее примечательны породы русиновского комплекса (диабазы, метадиабазы, метагаббро-диабазы, габброиды, горнблендиты), которые по геохимическим характеристикам близки к офиолитовым ассоциациям океанского дна (Найденков, 1998). В пределах зоны расположены линзообразный Минский блок, сложенный глубокометаморфизованными породами (гранулиты, чарнокиты), и Бобовнянский гранитогнейсовый купол. В этой зоне намечается существенное увеличение мощности всей земной коры до 55—60 км, а также ее нижней части (до 18—20 км). Здесь же наблюдаются значительные магнитные и гравитационные аномалии.

В доплатформенную стадию развития сформировалась континентальная кора кратона с нормальной средней мощностью (40—50 км). Наибольшие мощности земной коры были приурочены, с одной стороны, к наиболее древним архейским блокам, а с другой — к полосам сутурных зон, в пределах которых происходило скучивание различных террейнов, доменов, островных дуг, образование аккреционных линз и в результате более интенсивное формирование континентальной коры. Эти утолщенные участки континентальной коры и послужили теми ядрами, вокруг которых стали образовываться такие крупные платформенные элементы, как щиты и антеклизы.

Такой участок наиболее мощной земной коры возник в районе Центрально-Белорусской сутурной зоны между субширотными трансформными разломными (сдвиговыми) зонами — Полоцкой на севере и Припятско-Брестской — на юге. Это предопределило первичное местоположение будущей Белорусской антеклизы, которая сформировалась в результате более стабильного тектонического положения на месте утолщенной земной коры и литосферы в целом. Соседние территории более тонкой земной коры и особенно ослабленных разломных зон подверглись внутриконтинентальным процессам рифтогенеза и последующим прогибаниям впадин и синеклиз, что привело к еще большему утонению

земной коры и литосферы. Наиболее существенно деструкция коры и литосферы произошла в Припятском прогибе в позднем девоне, когда в результате листрического раскалывания, захватившего всю земную кору, сформировалась типичная структура рифтового генезиса. К ней приурочена наименьшая мощность земной коры и литосферы (соответственно 35—40 и 100 км и менее), в то время как Белорусская антеклиза характерна наибольшей их мощностью (50—60 и до 200 км).

Сопоставление мощностей земной коры и литосферы с платформенными тектоническими элементами позволило сделать вывод (Гарецкий, Данкевич, Каратаев, 1996), что современное распределение их мощностей связано, главным образом, с платформенным этапом развития, когда процессы континентального рифтогенеза и формирование надрифтовых синеклиз, впадин и прогибов привели к существенному утонению коры и литосферы в их пределах при сохранении значений мощностей на поднятиях, особенно таких крупных как щиты и антеклизы.

ТЕКТОНИКА ФУНДАМЕНТА

Структурно-вещественные комплексы фундамента

При высокой степени метаморфизма преобладающей части пород кристаллического фундамента Беларуси, ограниченности числа надежных геохронологических определений, неоднозначности трактовки возраста метаморфических комплексов и отсутствии нормальных стратиграфических соотношений между ними, затушеванных многократным наложением процессов ультраметаморфизма, магматизма и дизъюнктивных деформаций, наиболее приемлемым методом расшифровки внутреннего строения фундамента является метод, предусматривающий расчленение его на структурно-вещественные (структурно-формационные) комплексы или ассоциации (Основные черты ..., 1977), выделяемые на основе вещественных признаков — особенностей строения разреза, парагенетических ассоциаций пород, степени их метаморфизма и дислоцированности, соотношения с интрузивными образованиями и др. Каждый из таких комплексов отвечает определенной стадии развития земной коры региона (Пейве и др., 1976). Согласно этому методу, в кристаллическом фундаменте Беларуси могут быть выделены три крупных структурно-вещественных комплекса или, точнее, мегакомплекса, названных чарнокит-гранулитовым, гранитогнейсовым и вулканоплутоническим, которые объединяют пространственно и парагенетически связанные метаморфические, ультраметаморфические и магматические комплексы и формации пород, характеризующиеся общностью минеральных, структурных и химических особенностей, а также имеющие близкие условия и время образования. Возрастная последовательность этих мегакомплексов определяется на основании их пространственных соотношений, степени региональных структурно-метаморфических преобразований, в меньшей степени — на геохронологических данных и сопоставлениях с аналогичными по составу комплексами других регионов.

Чарнокит-гранулитовый мегакомплекс в современном эрозионном срезе фундамента Беларуси слагает около половины его площади и представлен метаморфизованными в гранулитовой фации породами основного и среднего состава — амфиболовыми и амфибол-двупироксеновыми кристаллическими сланцами, биотитовыми и глиноземистыми гранат-биотитовыми гнейсами, реже — кальцифирами, кварцитами и эклогитоподобными породами. В зависимости от преобладающей роли тех или других пород различаются метабазит-гранулитовый, гнейсо-гранулитовый и кальцифир-гнейсо-гранулитовый комплексы.

Метабазит-гранулитовый комплекс распространен в западной части Беларуси в области полосовых магнитных и гравитационных аномалий повышенной интенсивности, трассирующих положение Белорусско-Прибалтийского гранулитового пояса. В объемном отношении комплекс отвечает щучинской серии архея, выделяемой в нижней части разреза раннего докембрия Беларуси (Решения ..., 1983). В составе комплекса преобладают основные кристаллические сланцы с горизонтами биотитовых и глиноземистых гнейсов и изредка эклогитоподобных пород. Кристаллические сланцы имеют однообразный минеральный и химический состав. Последний близок к составу толеитовых и оливинтолеитовых базальтов, характерных как для трапповых провинций древних платформ, так и для океанских областей. По ряду геохимических особенностей (низкие содержания Sr, Ba, Li, Rb, РЗЭ) кристаллические сланцы ближе к базальтам океанского типа (Аксаментова, 1989). При общей слабой дифференцированности основных пород комплекса наблюдается некоторое изменение их химизма вкрест простирания гранулитового пояса, выражающееся в возрастании железистости и титанистости пород и снижении их кремнекислотности и глиноземистости по направлению от краев пояса к его центру. Средневзвешенный состав метабазит-гранулитового комплекса в целом соответствует базальту с повышенной железистостью (табл. 9.1_1).

Характерная особенность области распространения метабазит-гранулитового комплекса — широкое развитие ультраметаморфических гранитоидов эндербит-чарнокитового ряда, слагающих до 50 % площади. Они образуют согласные пластовые и линзовидные тела, часто связанные постепенными переходами с кристаллическими сланцами и наследующие их минеральный и химический состав. Сходство условий формирования

Таблица 9.1

Средневзвешенный состав структурно-вещественных комплексов кристаллического фундамента Беларуси

Окислы, мас. %	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
SiO_2	50,9	59,5	62,8	61,9	61,3	60,0	63,6	62,6	66,8	66,5	66,6	66,2	66,1	67,3
TiO_2	1,7	1,2	0,7	1,0	1,0	0,8	1,0	1,0	0,7	0,6	0,6	0,6	0,5	0,6
Al_2O_3	15,1	14,1	13,8	16,6	15,6	15,2	13,6	14,6	14,2	15,7	15,0	15,4	15,2	15,4
FeO*	13,5	9,7	9,3	8,0	8,6	8,0	7,9	7,7	5,6	5,6	5,6	4,9	4,5	4,2
MgO	6,1	3,9	3,4	3,7	3,7	4,7	3,1	3,1	2,1	2,5	2,3	2,4	2,3	1,8
CaO	8,4	6,2	3,8	2,7	3,9	6,2	4,9	4,6	3,4	2,0	2,7	3,7	4,2	2,8
Na_2O	2,8	3,0	2,9	2,8	2,9	3,3	2,9	3,2	3,2	3,1	3,2	3,2	3,9	3,6
K_2O	1,5	2,4	3,3	3,3	3,0	1,8	3,0	3,2	4,0	4,0	4,0	3,5	3,4	4,4
$F_{общ}$	0,69	0,71	0,73	0,68	0,70	0,63	0,72	0,71	0,73	0,69	0,71	0,67	0,67	0,70

Примечание. 1 — метабазит-гранулитовый комплекс (без ультраметаморфических гранитоидов); 2 — метабазит-гранулитовый, 3 — кальцифир-гнейсо-гранулитовый и 4 — гнейсо-гранулитовый комплексы, включая продукты их ультраметаморфической переработки; 5 — чарнокит-гранулитовый мегакомплекс (гранулитовые комплексы в соотношении 3 : 1 : 6); 6 — архейская верхняя кора (Тейлор, Мак-Леннан, 1988); 7 — "гранитно-метаморфический" слой в пределах Белорусско-Прибалтийского гранулитового пояса; 8 — амфиболит-гнейсовый и сланцево-амфиболит-плагиогнейсовый комплекс (без расчленения); 9 — гранитогнейсовый мегакомплекс; 10 — гнейсо-гранулитовый комплекс гранитизировнный; 11 — "гранитно-метаморфический" слой за пределами гранулитового пояса (гранитогнейсовый мегакомплекс и гранитизированный гнейсо-гранулитовый комплекс в соотношении 1 : 1); 12 — верхняя континентальная кора Балтийского и Украинского щитов и основания Русской плиты, 13 — верхняя континентальная кора в целом (Тейлор, Мак-Леннан, 1988); 14 — вулканоплутонический мегакомплекс.

Все анализы рассчитаны на сухую навеску и приведены к 100 %. FeO* = 0,9 Fe_2O_3 + *FeO, мас. %;* $F_{общ}$ = *FeO*/(FeO* + MgO), мас. %.*

гранитоидов и вмещающих их кристаллических сланцев, а также отсутствие таких гранитоидов среди более молодых комплексов пород свидетельствуют не только о пространственной, но и возрастной сопряженности этих образований, являющихся, очевидно, древнейшими в кристаллическом фундаменте Беларуси. Образовавшиеся за счет них бластомилониты имеют по разным данным возраст 2580±(70—80) млн лет (Соботович и др., 1978) и 2700 млн лет (данные Г.Б. Мотузы для юго-восточной Литвы). Валовый химический состав метабазит-гранулитового комплекса с учетом его ультраметаморфической переработки отвечает составу диорита (см. табл. 9.1_2).

Кальцифир-гнейсо-гранулитовый комплекс слагает узкую полосу, протягивающуюся непосредственно к востоку от Белорусско-Прибалтийского гранулитового пояса. В отличие от слагающих его метабазит-гранулитовых образований данный комплекс представлен более разнообразным набором пород как первично магматического, так и осадочного происхождения, которые образуют мощную слоистую толщу, известную под названием "рудьмянская". Преобладающими типами пород в ее составе являются графитсодержащие глиноземистые гнейсы и пироксеновые основные кристаллические сланцы. Характерно присутствие таких пород как кальцифиры, мрамора, эвлизиты и силикатно-магнетитовые кварциты, несущие иногда сульфидную минерализацию. Породы в значительной степени чарнокитизированы. Установленное по ряду признаков осадочное происхождение графитсодержащих глиноземистых гнейсов (Деревянкин, Деревянкина, 1983) и органическая природа графита (Корнилов и др., 1985) позволяют относить эти гнейсы и ассоциирующие с ними карбонатные породы к первично седиментогенным образованиям, аналогичным металлоносным кремнисто-глинистым сланцам карбонатно-аспидной формации, распространенной в пределах океанских рифтов и в краевых частях срединно-океанских хребтов (Ковалев, 1978). Ввиду ограниченности сведений о строении разреза и химизме пород комплекса его валовый состав может быть определен лишь ориентировочно. По-видимому, он близок к составу кварцевого диорита (см. табл. 9.1_3). Примечательно, что и вблизи западной границы гранулитового пояса на территории Латвии выявлена толща глиноземистых гнейсов (кварцито-гнейсовый комплекс), метаморфизованных в условиях гранулитовой фации и содержащих пласты магнетитовых кварцитов (Пап и др., 1988). Отличительная особенность этих пород — повы-

шенное содержание MnO, достигающее в железорудных горизонтах 2—7 % (Корнилов и др., 1983).

Гнейсо-гранулитовый комплекс распространен преимущественно на юго-востоке Беларуси — в Брагинском массиве, локально — в ее центре, а также, по-видимому, на северо-востоке — в Витебском массиве. Комплекс сложен, в основном (на 85—90 %), биотитовыми и глиноземистыми гранат-биотитовыми, иногда силлиманит-, графит- и кордиеритсодержащими частично гранитизированными гнейсами, относимыми к кулажинской серии архея (Решения ..., 1983). В подчиненном количестве среди них, главным образом, в центральной части республики встречаются амфиболовые и двупироксеновые кристаллические сланцы основного состава. Преобладающая часть глиноземистых и биотитовых гнейсов принадлежит, по-видимому, к первично-пелитовым и алевропелитовым осадкам, возникшим за счет выветривания и дезинтеграции основных и ультраосновных магматических пород (Аксаментова и др., 1977), а весь гнейсо-гранулитовый комплекс в целом — к глубокометаморфизованным терригенным или вулканогенно-терригенным отложениям, сформировавшимся на базитовом основании в условиях относительно стабильного тектонического режима. Изотопный возраст гранитизированных гнейсов равен 2950—2560 млн лет (Найденков и др., 1994; Бибикова и др., 1995); возраст же исходных для них метаосадочных пород, очевидно, более древний, т. е. архейский. Валовый химический состав гнейсо-гранулитового комплекса, так же как и кальцифир-гнейсо-гранулитового, соответствует кварцевому диориту, отличаясь более высоким содержанием глинозема и меньшим — железа и кальция (см. табл. 9.1_4), что отражает возрастание в его составе роли метапелитовых пород.

При всех различиях в составе и строении рассмотренных гранулитовых комплексов они имеют определенные черты сходства, отличающие их от других структурно-вещественных комплексов кристаллического фундамента Беларуси. Все гранулитовые комплексы сложены однотипными породами — преимущественно основными кристаллическими сланцами и глиноземистыми гнейсами (в разных пропорциях), близкими как по минеральным парагенезисам, так и химическому составу, что отражает сходство условий их регионального метаморфизма и ультраметаморфизма. Повсеместно породы интенсивно дислоцированы — смяты в крутопадающие (под углом 70—80 °), по-видимому, изоклинальные складки, осложненные многочисленными разрывными нарушениями. Характерно интенсивное развитие высокотемпературного диафтореза и бластомилонитизации пород в условиях амфиболитовой фации, а также более поздней их гранитизации, особенно в зонах глубинных разломов. Сходство условий метаморфизма и последующих ретрометаморфических преобразований, проявившихся, судя по радиологическим данным, в конце архея (2700—2580 млн лет), позволяет предполагать примерно одновременное формирование метаморфических гранулитовых комплексов, а возможно и исходных для них вулканогенных и осадочных толщ. В таком случае наблюдаемые литологические различия гранулитовых комплексов могут трактоваться как отражение существовавшей уже в раннем архее структурно-формационной зональности.

По ассоциации пород, степени их метаморфизма и характеру ультраметаморфической переработки гранулитовые комплексы кристаллического фундамента Беларуси сопоставимы с побужским комплексом Украинского щита, верхний возрастной предел которого определяется по времени проявления эндербитизации — 3020 млн лет назад (Щербак и др., 1983). Валовый химический состав гранулитовых комплексов фундамента Беларуси (чарнокит-гранулитового мегакомплекса в целом) соответствует кварцевому диориту (см. табл. 9.1_5) и близок к расчетному составу архейской коры (см. табл. 9.1_6), от которого отличается меньшим содержанием MgO и CaO и более высоким — K_2O. Последнее обусловлено, по-видимому, влиянием более поздних процессов гранитизации пород.

Гранитогнейсовый мегакомплекс распространен на обширных площадях, разделяющих гранулитовые области, где представлен разнообразными по составу и происхождению гнейсами и сланцами, метаморфизованными в условиях амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций и зачастую интенсивно гранитизированными. В магнитном поле им соответствуют слабоинтенсивные положительные и отрицательные аномалии мозаичного типа, в гравитационном — региональные минимумы. Состав и строение мегакомплекса изучены, в основном, в центральной и южной частях Беларуси, где имеется густая сеть буровых скважин, вскрывших кристаллический фундамент; на остальной территории о присутствии подобных пород можно лишь предполагать на основании геофизических данных. По типу разрезов, составу и степени метаморфизма и ультраметаморфизма пород мегакомплекс подразделяется на два метаморфических комплекса — амфиболит-гнейсовый и сланцево-амфиболит-плагиогнейсовый, занимающих, по-видимому, разное стратиграфическое положение.

Амфиболит-гнейсовый комплекс изучен значительно хуже, чем гранулитовые комплексы. Предполагается, что он объединяет биотитовые, амфибол-биотитовые, биотит-амфиболовые гнейсы и амфиболиты, прогрессивно метаморфизованные в условиях амфиболитовой фации и не обнаруживающие признаков предшествующего более высокотемпературного метаморфизма. Но учитывая большое минеральное и структурное сходство этих пород с диафторированными в условиях амфиболитовой фации гранулитами, нельзя исклю-

62. Зак. 5046

чить того, что последние в ряде случаев включаются в состав амфиболит-гнейсового комплекса. Однако на данном этапе изученности надежное разграничение этих образований затруднено.

Характерная особенность строения амфиболит-гнейсового комплекса — частое чередование пород основного, среднего и кислого состава и постепенные переходы между ними. По-видимому, появление наиболее кислых разностей пород связано с процессами мигматизации и гранитизации, захватившими практически весь объем комплекса. Нередко мигматизированные гнейсы переходят в сплошные поля микроклиновых и плагиоклаз-микроклиновых гранитов и гранитогнейсов, образующих крупные автохтонные массивы типа гранитогнейсовых куполов. Наименее гранитизированные разности амфиболитов петрохимически соответствуют базальтам, а ассоциирующие с ними гнейсы, имеющие признаки осадочного происхождения (реликтовая слоистость, окатанность зерен циркона и др.), близки по химическому составу к граувакам (Аксаментова и др., 1977). Очевидно, комплекс в целом представляет собой метаморфизованную в условиях амфиболитовой фации и интенсивно мигматизированную вулканогенно-терригенную толщу, аналогичную эффузивно-граувакковым формациям фанерозоя, характерным для переходной стадии развития земной коры.

Сланцево-амфиболит-плагиогнейсовый комплекс распространен локально в центральной части Беларуси, где представлен разнообразными по составу плагиогнейсами и микрогнейсами — биотитовыми, амфибол-биотитовыми, иногда гранатсодержащими, амфиболовыми сланцами, кварцитами и другими породами, объединяемыми в околовскую серию (Стасевич и др., 1971). В средней части разреза серии выделяется толща (шашковская) мощностью 1500 м, включающая горизонты магнетитовых и силикатно-магнетитовых кварцитов, куммингтонитовых сланцев и кальцифиров. Отличительными особенностями комплекса являются: разнообразный минеральный состав, преимущественно тонкозернистые структуры и тонкополосчатые первично-слоистые текстуры пород. Исходный состав отдельных частей разреза интерпретируется как терригенно- и вулканогенно-осадочный (Шатрубов, 1976). По-видимому, в состав комплекса входят толщи, относящиеся к разным формациям — флишоидной и железорудной вулканогенно-кремнистой. Породы метаморфизованы в условиях, переходных от амфиболитовой к эпидот-амфиболитовой фации и, в отличие от амфиболит-гнейсового комплекса, практически не мигматизированы. Среди полей их развития встречаются небольшие массивы плагиоклаз-микроклиновых гранитов жуховичского комплекса, изотопный возраст которых (1900±45 млн лет) (Щербак и др., 1990) определяет верхнюю возрастную границу сланцево-амфиболит-плагиогнейсового комплекса. По набору пород и степени их метаморфизма комплекс сопоставим с нижнепротерозойской тетеревской серией, развитой на севере Украинского щита, время регионального метаморфизма которой устанавливается в 2450 млн лет (Верхогляд, Скобелев, 1995). Очевидно, накопление исходных пород как тетеревской серии, так и сланцево-амфиболит-плагиогнейсового комплекса происходило ранее указанного временного интервала.

Породы амфиболит-гнейсового и сланцево-амфиболит-плагиогнейсового комплексов интенсивно дислоцированы, смяты в крутопадающие складки, осложненные продольными разломами типа сбросов и сбросо-сдвигов. Средневзвешенный химический состав комплексов отвечает кварцевому диориту (см. табл. 9.1_8). От гнейсо-гранулитовых комплексов они отличаются более высоким содержанием кальция, большей долей натрия в сумме щелочей и более высокой окисленностью железа. Последнее свидетельствует, по-видимому, о формировании амфиболит-гнейсового и сланцево-амфиболит-плагиогнейсового комплексов в условиях более высокого окислительного потенциала. Вследствие интенсивной гранитизации валовый состав гранитогнейсового мегакомплекса в целом более кислый, чем чарнокит-гранулитового, и близок к составу гранодиорита (см. табл. 9.1_9).Следует отметить, что процессы амфиболитового метаморфизма и сопутствующей ему гранитизации проявились и в гранулитовых областях, что выразилось в диафторезе части гранулитов, широком проявлении калишпатизации, формировании автохтонных гранитоидных массивов и, в конечном счете, в дальнейшем раскислении архейской коры, которая в гранулитовом поясе приобрела кварц-диоритовый (см. табл. 9.1_7), а за его пределами — гранодиоритовый состав (см. табл. 9.1_{10}). Совместно с гранитогнейсовым мегакомплексом эти преобразованные гранулиты очевидно и составили “гранитно-метаморфический” слой земной коры, валовый химический состав которого (см. табл. 9.1_{11}) на бóльшей части территории, за исключением гранулитового пояса, близок к составу современной верхней континентальной коры других регионов (см. табл. $9.1_{12,13}$). Повышенное содержание железа и калия при пониженной роли натрия являются, вероятно, региональной особенностью земной коры территории Беларуси.

Вулканоплутонический мегакомплекс распространен в юго-восточной части Беларуси, где слагает широкую полосу северо-восточного простирания — Осницко-Микашевичский пояс. Отличительной особенностью мегакомплекса является преобладание в его составе магматических, преимущественно интрузивных образований и слабая степень регионального метаморфизма пород. Лишь наиболее ранние вулканиты метаморфизованы в условиях эпидот-амфиболитовой фации, тогда как остальные подверглись, в основном, локаль-

ным экзоконтактовым изменениям и рассланцеванию вдоль зон разломов. Интрузивные породы обычно массивны, имеют хорошо сохранившиеся первичные структуры, минеральный и химический состав, что позволяет достаточно надежно определять их формационную принадлежность и реконструировать палеотектонические условия их формирования. В составе вулканоплутонического мегакомплекса выделяется семь магматических формаций: метагаббро-диабазовая, диорит-гранодиорит-гранитная, латит-риолитовая, кварц-сиенит-гранитная, долеритовая, риолит-аляскитовая и субщелочная габбро-долеритовая. Формирование их происходило в течение длительного времени, охватывающего около 400 млн лет (2100—1700 млн лет назад), и носило прерывистый характер, о чем свидетельствует присутствие метаосадочных формаций — сланцево-терригенной и формации монокварцевых песчаников и конгломератов, разделяющих магматические образования.

Наиболее ранняя **метагаббро-диабазовая формация** (волхвинский комплекс) представлена метадиабазами, метагаббро-диабазами и метагабброидами, метаморфизованными в условиях эпидот-амфиболитовой фации и частично калишпатизированными. Они встречаются в виде ксенолитов и останцов в более поздних гранитоидах и в виде даек среди архейских гнейсов. Наименее измененные разности метадиабазов петрохимически близки к траппам молодых платформ (Кутолин, 1972), что позволяет предполагать формирование исходных для них пород в относительно стабильной тектонической обстановке с преобладающим режимом растяжения земной коры. Судя по изотопному возрасту близких по составу и условиям залегания метадиабазов и включающих их гранитоидов, развитых в западной части Осницко-Микашевичского пояса за пределами Беларуси, проявления базитового магматизма имели место 2140—2040 млн лет назад (Скобелев, 1987).

Диорит-гранодиорит-гранитная формация (микашевичский комплекс) объединяет плутонические породы от диоритов до лейкогранитов включительно. Они занимают большую часть площади Осницко-Микашевичского пояса, слагая крупные массивы "пестрого" состава, не имеющие четких контактов с вмещающими породами. По геологическому строению, набору пород и типу их химизма формация сопоставима с постскладчатыми габбро-гранитными и гранитоидными ассоциациями, широко распространенными в различной тектонической обстановке — в орогенных и постгеосинклинальных областях, в активных континентальных окраинах и зрелых островных дугах (Магматические ..., 1987). При этом наиболее близкими по химизму являются гранитоиды повышенной щелочности, характерные для внутриконтинентальных орогенных поясов и тыловых зон активных окраин континентов. Так, значительное петрохимическое сходство пород рассматриваемой формации устанавливается со средне-верхнепалеозойскими гранитоидами Джунгаро-Балхашской магматической области Центрального Казахстана и мезозойскими Монголо-Охотского пояса (Аксаментова, 1996), формирование которых было связано с развитием долгоживущих зон глубинных разломов (внутриконтинентальных сейсмофокальных зон) и процессами континентальной коллизии (Зоненшайн и др., 1976; Кузьмин, 1985). Одной из важнейших предпосылок появления подобных ассоциаций, как считается, является наличие в регионе достаточно мощной сиалической коры континентального типа.

Латит-риолитовая формация (кожановичская свита) имеет весьма ограниченное распространение. В нее входят вулканиты субщелочного состава — трахириолиты, риодациты, трахириодациты, трахиандезиты (кварцевые латиты), слабометаморфизованные в условиях низкой ступени зеленосланцевой фации. Совместно с подстилающей их сланцево-терригенной толщей (люденевичская свита) они, по-видимому, слагали кровлю диорит-гранодиорит-гранитных плутонов. По типу химизма вулканиты аналогичны субщелочным разностям гранитоидов, что позволяет предполагать их генетическое родство и принадлежность к единой вулканоплутонической ассоциации, а следовательно, и формирование в сходной тектонической обстановке.

Субщелочная кварц-сиенит-гранитная формация (житковичский комплекс) включает амфибол-биотитовые и биотитовые кварцевые сиениты и субщелочные граниты, слагающие Житковичский массив площадью 600 км^2 в центральной части Осницко-Микашевичского пояса. По составу и возрастному положению (1850±50 млн лет) (Щербак и др., 1990) эти гранитоиды аналогичны кварцевым сиенитам и рапакивиподобным гранитам Коростенского плутона, являющегося типичным представителем анортозит-рапакивигранитной ассоциации, характерной для эпохи кратонизации древних платформ (Магматические ..., 1987). Кроме того, по набору пород и типу их химизма эта формация сочетает в себе черты, свойственные монцонит-сиенитовой и гранит-лейкогранитной ассоциациям, образующимся в позднеорогенных областях и зонах сопряженной активизации.

Долеритовая формация (нагорновский комплекс) представлена серией даек северо-восточного простирания, сложенных оливиновыми долеритами. Протяженность наиболее крупной из них, Нагорновской, составляет 17 км. Минералого-геохимические особенности долеритов указывают на образование этих пород из недифференцированной высокоглиноземистой оливин-толеитовой магмы, быстро поднявшейся к поверхности. В этом отношении они сопоставимы с долеритами интрузивных трапповых формаций (Аксаментова, Ганзеева, 1976), формирующимися во внутриплитных

областях в обстановке растяжения (“рассеянного рифтогенеза”) земной коры (Геодинамические ..., 1989).

Риолит-аляскитовая формация (березинский комплекс) объединяет породы интрузивного и вулканического происхождения: щелочнополевошпатовые лейкограниты (аляскиты), гранит-порфиры и риолиты. Граниты слагают линзовидно-вытянутый интрузив трещинного типа (Черняховский, 1978) в пределах Житковичского гранитоидного массива; гранит-порфиры и риолиты образуют дайкообразные тела протяженностью до 5 км. Аналогичные по составу породы распространены на смежной с Беларусью территории Украинского щита в пределах Сущано-Пержанской тектонической зоны. По минеральному составу и геохимическим особенностям аляскиты аналогичны редкометальным агпаитовым гранитам лейкогранит-аляскитовой ассоциации позднеорогенного этапа развития складчатых областей и зон сопряженной активизации. Риолиты по химическому составу близки к комендитам — типичным представителям бимодальных серий континентальных рифтовых областей. Учитывая это, а также трещинный характер магматических тел, можно, очевидно, говорить о формировании их в условиях растяжения земной коры.

Субщелочная габбро-долеритовая формация (загорбашский комплекс) представлена дайками и дайкообразными телами северо-западного и субширотного простирания, сложенными однообразными по составу породами — высокожелезистыми и высокотитанистыми субщелочными оливиновыми долеритами и габбродолеритами, близкими по особенностям химизма к базальтам щелочнобазальтовых серий, характерным для континентальных рифтовых зон и областей тектономагматической активизации.

Разнообразие магматических формаций, составляющих вулканоплутонический мегакомплекс, свидетельствует о формировании его в сложной тектонической обстановке. Средневзвешенный состав мегакомплекса (см. табл. 9.1_{14}) сходен с расчетным составом “гранитно-метаморфического” слоя данного региона (см. табл. 9.1_{11}), являясь лишь несколько более лейкократовым. По-видимому, тектономагматические процессы, приведшие к образованию вулканоплутонического мегакомплекса, практически не оказали влияния на валовый состав земной коры, сформировавшейся уже к середине раннего протерозоя.

Строение фундамента

Дифференцированный характер геофизических полей свидетельствует о сложном и неоднородном строении кристаллического фундамента территории Беларуси. В большинстве случаев устанавливается прямая связь выделяемых в геофизических полях систем аномалий с выходящими на поверхность фундамента комплексами пород того или иного состава. Это позволяет рассматривать области развития структурно-вещественных мегакомплексов в качестве главных структурных элементов фундамента — геоструктурных областей (Борукаев, 1985), различающихся не только по вещественному составу слагающих их пород, но и по глубинному строению и истории геологического развития. В современной структуре фундамента такие области являются по существу реликтами или фрагментами более обширных геотектонических областей прошлого. Наблюдаемые в настоящее время границы между ними представляют собой, как правило, подновленные или возникшие в более поздние геологические эпохи глубинные разломы.

В фундаменте Беларуси выделяется три типа геоструктурных областей, названных, в соответствии с преобладанием в них того или иного структурно-вещественного мегакомплекса, гранулитовыми, гранитогнейсовыми и вулканоплутоническими (рис. 9.29).

Гранулитовые области по морфологии, а также по составу слагающих их гранулитовых комплексов подразделяются на два подтипа: линейные (Белорусско-Прибалтийский гранулитовый пояс) и субизометричные (Брагинский и Витебский гранулитовые массивы).

Белорусско-Прибалтийский гранулитовый пояс протягивается в север—северо-восточном направлении от юго-восточной Польши до южной Эстонии. В геофизических полях ему соответствует одноименная система линейных знакопеременных магнитных и гравитационных аномалий повышенной интенсивности. В пределах Беларуси пояс представлен своей южной частью длиной 650 км. Ширина его здесь составляет от 100 до 150 км. Пояс имеет чешуйчато-надвиговое строение. Его главными структурными элементами являются гранулитовые блоки (чешуйчатые моноклинали по А.С. Новиковой, 1971) и разделяющие их зоны высокотемпературных бластомилонитов.

Гранулитовые блоки (с запада на восток: Свислочский, Щучинский, Ивьевский, Слонимский, Новогрудский, Кореличский и Барановичский) имеют в плане линзовидную и дугообразную форму. Длина их достигает 200—250, ширина 30—40 км. Сложены они породами метабазит-гранулитового комплекса и продуктами их ультраметаморфической переработки — гранитоидами эндербит-чарнокитового ряда. Зоны бластомилонитов (с запада на восток: Гродненская, Волковысская, Щарская, Дятловская и Ивацевичская) занимают около четверти площади гранулитового пояса. Они трассируются по отрицательным или пониженным линейным магнитным и гравитационным аномалиям. Ширина зон от 1—2 до 10—25 км. Типичные породы этих зон — линзокластические, порфирокластические и тонкосланцеватые бластомилониты, в той или иной степени гранитизированные, возникшие преимущественно за счет пород эндербит-чарнокитового ряда и ортоклазовых гра-

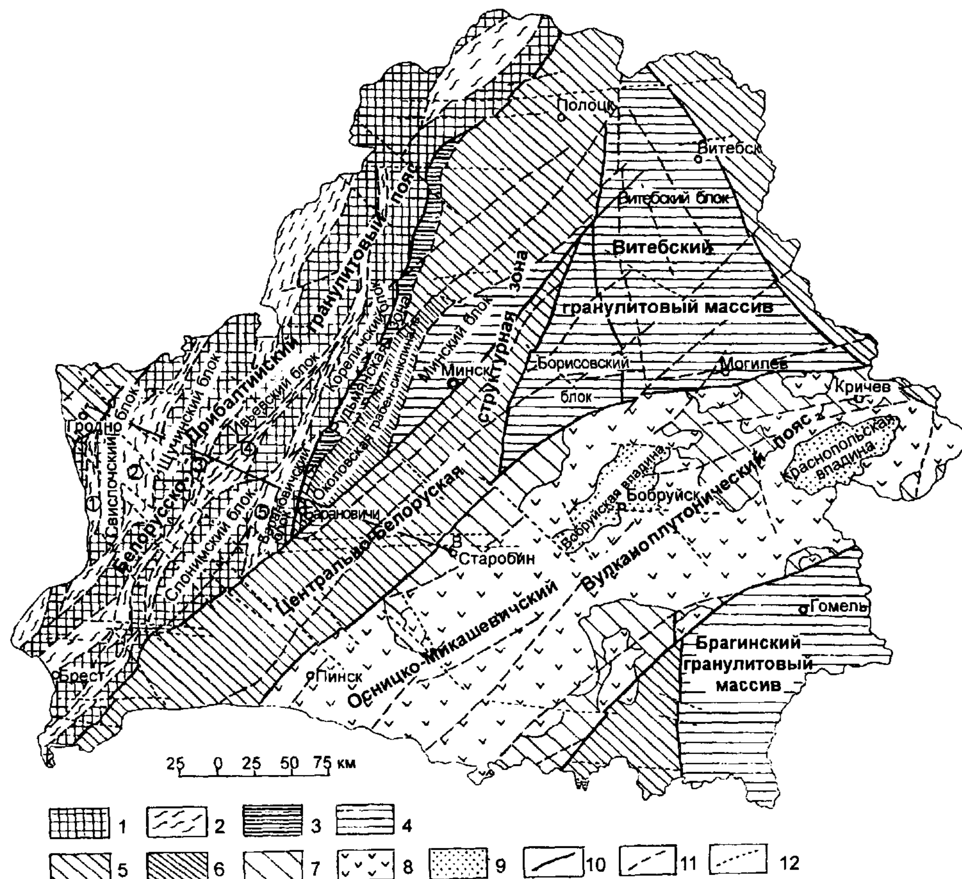


Рис. 9.29. Схема структурного районирования кристаллического фундамента территории Беларуси. Составила Н.В. Аксаментова.

Гранулитовые структурные зоны: 1—2 — Белорусско-Прибалтийский гранулитовый пояс: 1 — гранулитовые блоки, 2 — зоны бластомилонитов (цифры в кружках: 1 — Гродненская, 2 — Волковысская, 3 — Щарская, 4 — Дятловская, 5 — Ивацевичская); 3 — Рудьмянская шовная зона; 4 — гранулитовые массивы и блоки. Гранитогнейсовые структурные зоны: 5 — позднеархейские структурные зоны; 6 — Околовская грабен-синклиналь. Вулканоплутонический пояс: 7 — переработанное гнейсовое основание; 8 — вулканоплутонические формации; 9 — наложенные впадины. Разрывные нарушения: 10—11 — главные структурообразующие разломы (10 — суперрегиональные, 11 — региональные и локальные); 12 — постконсолидационные разломы. А—В — линия сейсмического профиля Гродно — Старобин.

нитоидов. Можно предполагать, что процессы бластомилонитизации наиболее интенсивно проявились вдоль зон более ранней ультраметаморфической переработки гранулитов. Текстурно-структурные особенности бластомилонитов свидетельствуют о формировании их в процессе дифференциальных тектонических движений в условиях амфиболитовой фации (Аксаментова и др., 1983). Подобные зоны обычно рассматриваются как зоны долгоживущих глубинных разломов, вскрываемых на уровне их глубинного среза (Новикова, 1975; Русин и др., 1979). Сходство минеральных парагенезисов бластомилонитов гранулитового пояса и пород амфиболит-гнейсового комплекса, распространенного за его пределами, указывает на близкие условия и возможную синхронность проявления процессов метаморфизма в условиях амфиболитовой фации на этих территориях.

Кулисообразное расположение гранулитовых блоков и облекающие их зоны бластомилонитов позволяют сравнить внутреннюю структуру гранулитового пояса с гигантской системой будинажа, где роль жестких пластов (будин) играли гранулитовые блоки, а роль пластов с повышенной пластичностью — зоны бластомилонитов. Большинство разломов, ограничивающих гранулитовые блоки, относится к категории надвигов, что подтверждается данными по сейсмическому профилю Гродно — Старобин (Веришко, Шитц, 1981; Аксаментова и др., 1994). Надвиги имеют падение на запад, крутое (60—80°) в приповерхностной части и постепенно выполаживающееся до 10—30° на глубине 10—12 км; при этом гранулитовые блоки (чешуйчатые моноклинали) частично перекрывают друг друга (рис. 9.30).

Совокупность чешуйчатых моноклиналей и зон бластомилонитов представляет собой верхнюю часть консолидированной земной коры — кристаллический фундамент, имеющий в пределах гранулитового пояса кварц-диоритовый, точнее кварц-монцодиоритовый (из-

63. Зак. 5046

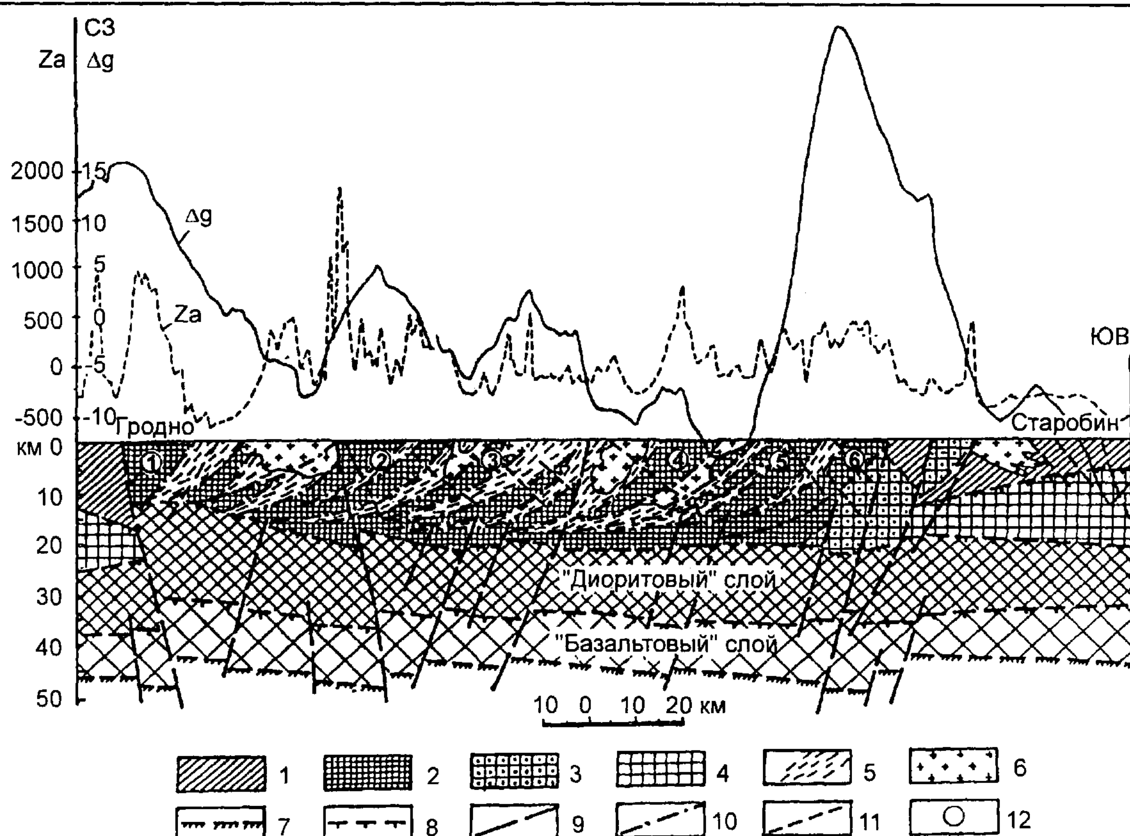


Рис. 9.30. Геолого-геофизический разрез земной коры по профилю МОВ—КМПВ Гродно — Старобин. Составили Н.В. Аксаментова, И.В. Данкевич (по материалам Ф.С. Веришко, В.А. Шитца, 1981).

1—6 — гранитно-метаморфический слой, структурно-вещественные комплексы кристаллического фундамента: 1 — амфиболит-гнейсовый, 2 — метабазит-гранулитовый, 3 — кальцифир-гнейсо-гранулитовый, 4 — гнейсо-гранулитовый, 5 — высокотемпературных бластомилонитов, 6 — гранитоидов, 7 — предполагаемое положение границы, отождествляемой с поверхностью Мохоровичича, 8 — условные границы между "базальтовым", "диоритовым" и "гранитно-метаморфическим" слоями земной коры и нижним и верхним структурными ярусами кристаллического фундамента, 9 — глубинные разломы, 10 — главные надвиги, 11 — прочие разломы, 12 — гранулитовые блоки Белорусско-Прибалтийского гранулитового пояса (цифры в кружках): 1 — Свислочский, 2 — Щучинский, 3 — Ивьевский, 4 — Слонимский, 5 — Кореличский, 6 — Барановичский.

за обогащенности калием) состав (см. табл. 9.1_7). Ниже, отделяясь четкой прямолинейной границей, залегает средний слой земной коры, характеризующийся многочисленными субпараллельными сейсмическими отражающими площадками, наклоненными полого на восток. По аналогии с геотрансектом Евро-3, пересекающим гранулитовый пояс в его северной части (Чекунов и др., 1993), этот слой может интерпретироваться как "диоритовый", валовый химический состав которого, очевидно, близок к составу чарнокит-метабазит-гранулитовой ассоциации (см. табл. 9.1_2).

Предполагаемая мощность "диоритового" слоя в данном районе 17—22 км. Снизу он подстилается "базальтовым" слоем. Общая мощность континентальной коры, судя по точечным наблюдениям на профиле Гродно — Старобин (Веришко, Шитц, 1981), составляет 42,5 км на западе и 46,0 на востоке гранулитового пояса.

Гранулитовый пояс с востока и запада ограничен глубинными разломами соответственно Кореличским и Белостокским, которые прослеживаются по резким горизонтальным градиентам магнитного и гравитационного аномальных полей. По данным сейсмического профиля Гродно — Старобин эти разломы, а также ряд продольных разломов внутри пояса, имеют крутое падение и секущее положение по отношению к системе надвигов, что свидетельствует о более позднем их образовании. Из этого следует, что современная конфигурация гранулитового пояса обусловлена, в основном, влиянием этих поздних разломов, имеющих, однако, унаследованный характер. На это указывает пространственное совмещение их с обрамляющими пояс зонами развития специфических по составу гранулитовых комплексов — кальцифир-гнейсового на востоке и кварцито-гнейсового на западе, отделяющих области распространения метабазитовых и преимущественно гнейсовых гранулитовых образований и, по-видимому, трассирующих положение древнейших шовных зон, которые могут быть названы соответственно Рудьмянской и Стай-

цельской (по названию местонахождения типичных разрезов этих комплексов). Характерными особенностями названных зон являются увеличенная мощность земной коры (до 50 км) и приуроченность к ним интенсивных гравитационных и магнитных максимумов (см. рис. 9.30). По совокупности геологических и геофизических признаков эти зоны сопоставимы с Голованевской шовной зоной Украинского щита, разделяющей различные структурно-формационные области кристаллического фундамента (Геология и металлогения ..., 1984). Источник интенсивных гравитационных аномалий таких зон связывается либо с уплотнением подкорового вещества в результате его сжатия (Субботин, 1979), либо с интрузиями основного и ультраосновного состава (Михненок, Данкевич, 1974; Соллогуб, 1986).

Сложное внутреннее строение гранулитового пояса и наложение разнотипных тектонических деформаций и метаморфических преобразований свидетельствуют о длительной эндогенной истории его развития, что подтверждается и значительным диапазоном имеющихся изотопных датировок: от 2700—2600 млн лет для бластомилонитов до 1800—1500 млн лет для постскладчатых гранитов. По составу вещественных комплексов и особенностям структуры Белорусско-Прибалтийский гранулитовый пояс не имеет аналогов на Восточно-Европейской платформе; ближе всего он по типу строения к гранулитовому поясу Анабарского щита (Строение земной ...., 1986).

Брагинский гранулитовый массив расположен на юго-востоке Беларуси. В магнитном поле ему соответствует обширная отрицательная аномалия. Вследствие слабой дифференцированности магнитного поля в этом районе контуры массива определяются, в основном, по данным бурения. Массив сложен однородными по составу глиноземистыми (гранат-биотитовыми, силлиманит-гранат-биотитовыми, иногда графитсодержащими) и биотитовыми гнейсами гнейсо-гранулитового комплекса, в значительной степени гранитизированными и превращенными в полосчатые мигматиты. Сведения о внутреннем и глубинном строении Брагинского массива практически отсутствуют. Судя по данным геотраверса II (Соллогуб, 1986), мощность консолидированной земной коры в его пределах достигает 50 км, а мощность "гранитно-метаморфического" слоя — 22 км. Массив с севера и запада ограничен глубинными разломами — соответственно Суражским и Василевичским. Последний на юге, по-видимому, смыкается с Голованевской шовной зоной.

Витебский гранулитовый массив выделен условно по геофизическим данным в северо-восточной части Беларуси. Интенсивные магнитные аномалий дали основание предполагать присутствие здесь в кристаллическом фундаменте гранулитов основного состава, аналогичных распространенным в Белорусско-Прибалтийском гранулитовом поясе, и выделять блок "древнейшей консолидации" (Каратаев и др., 1988; Доминиковская, Махнач, 1991), что и нашло отражение на геологических и тектонических картах (Геологическая карта ..., 1990; Тектоника запада ..., 1990). Витебский гранулитовый массив имеет треугольную форму и со всех сторон ограничен глубинными разломами — Борисовским, Белыничским, Руднянским. В западной части массива прослеживается широкая (10—17 км) меридиональная Чашникская зона, четко выделяющаяся по полосе отрицательных магнитных аномалий. Она разделяет массив на два блока: меньший, западный — Борисовский, и восточный — собственно Витебский, которые, судя по различной интенсивности магнитных и гравитационных аномалий, сложены разными комплексами пород. Скв. Борисовская 22, пробуренная в западном блоке, вскрыла пироксеновые кристаллические сланцы и силлиманит-кордиерит-гранат-биотитовые гнейсы, метаморфизованные в условиях гранулитовой фации, что свидетельствует о присутствии здесь гранулитовых образований. Скважины же, пройденные до фундамента в Витебском блоке в районах г. Орша, г.п. Лиозно и Шумилино, встретили соответственно эпидотсодержащие биотитовые плагиогнейсы, среднезернистые субщелочные лейкограниты и рассланцованные двуслюдяные гнейсы — породы, не характерные для гранулитовых комплексов.

О строении и составе Витебского блока можно судить пока лишь по аналогии со смежными территориями. Так, непосредственно к востоку от него, в пределах локальной интенсивной магнитной аномалии, сходной с аномалиями, характерными для Витебского блока, скважинами Смоленская 1 и 2 вскрыты среднезернистые габбро-диориты, практически не отличимые от пород диорит-гранодиорит-гранитной формации Осницко-Микашевичского пояса. На территориях же, расположенных южнее (Брагинский массив) и севернее, за пределами Беларуси, распространены преимущественно метаморфизованные в условиях гранулитовой фации и интенсивно мигматизированные глиноземистые гнейсы. По-видимому, и Витебский блок сложен подобными слабомагнитными гнейсами и представляет собой часть обширной области ареального развития архейского гнейсо-гранулитового комплекса, прослеживающейся в центральную часть Русской плиты. Повышенные магнитные аномалии, доминирующие в данном районе, обусловлены, очевидно, присутствием многочисленных интрузивных тел габброидов и диоритов. Современные контуры Витебского гранулитового массива сформировались, по-видимому, под влиянием более поздних тектонических движений.

Гранитогнейсовые области выделяются по преимущественному распространению в фундаменте амфиболит-гнейсового и сланцево-амфиболит-плагиогнейсового комплексов с сопутствующими им мигмати-

тами и ультраметаморфическими гранитоидами (гранитогнейсовый мегакомплекс). В магнитном поле им соответствуют системы слабоинтенсивных и отрицательных магнитных аномалий. Здесь выделены Центрально-Белорусская и Восточно-Литовская (Инчукалнская) зоны, которые протягиваются в виде широких полос субмеридионального простирания по обе стороны от гранулитового пояса.

Центрально-Белорусская зона расположена к востоку от гранулитового пояса, отделяясь от него глубинным Кореличским разломом.

Центрально-Белорусская зона имеет сложное внутреннее строение. Метаморфические толщи, слагающие ее, смяты в крутые линейные складки, осложненные многочисленными разломами. Среди них доминирующее значение имеют разломы северо-восточного простирания, расчленяющие зону на ряд узких продольных блоков или зон. Наиболее крупным является Минский разлом, имеющий крутое падение на северо-запад. Вдоль него на поверхность кристаллического фундамента выведены гранулитовые образования, представленные интенсивно чарнокитизированными амфиболовыми и двупироксеновыми кристаллическими сланцами и глиноземистыми гранат- и гиперстен-гранат-биотитовыми гнейсами, образующими Минский гранулитовый блок, вытянутый вдоль разлома на 170 км (см. рис. 9.29). Небольшие выходы гранулитов среди полей развития амфиболит-гнейсового комплекса и протерозойских гранитоидов наблюдаются к югу от него, а также в юго-восточной части зоны.

Южнее Минского разлома, параллельно ему, прослеживается цепочка гранитоидных массивов и гранитогнейсовых куполов, крупнейший из которых, Бобовнянский, занимает площадь около 1600 км^2. Севернее Минского гранулитового блока в пределах контура Полоцкой отрицательной магнитной аномалии предполагается крупный (до 70 км в поперечнике) концентрически-зональный гранитоидный плутон. В западной части Центрально-Белорусской зоны расположена Околовская грабен-синклиналь, выполненная разнообразными по составу породами сланцево-амфиболит-плагиогнейсового комплекса, включающего горизонты магнетитовых кварцитов. Грабен-синклиналь вытянута в северо-восточном направлении на 180 км при максимальной ширине 30 км. По ассоциации слагающих ее пород, размерам и структурному положению она может быть отнесена к структурам трогового типа, развивающимся на стыке разнородных тектонических областей (Борукаев, 1985).

Кристаллический фундамент Центрально-Белорусской зоны имеет двухъярусное строение, что и подтверждается данными сейсмического профиля Гродно — Старобин (см. рис. 9.30), на котором видно, что восточнее Минского разлома "гранитно-метаморфический" слой, залегающий выше границы Конрада, отчетливо подразделяется на два разделенных неровной границей горизонта, в пределах которых отражающие сейсмические площадки имеют разную ориентировку. Эти горизонты отражают, по-видимому, распространенность на глубине чарнокит-гранулитового (нижний) и гранитогнейсового (верхний) мегакомплексов фундамента. Мощность последнего составляет 6—10 км, а всего "гранитно-метаморфического" слоя 17—22 км. Общая же мощность земной коры в пределах Центрально-Белорусской зоны по данным МОВЗ (Гирин, 1991) — 40—43 км.

Находящаяся к западу от Белорусско-Прибалтийского гранулитового пояса **Восточно-Литовская (Инчукалнская) зона** заходит на территорию Беларуси лишь небольшой своей частью, в пределах которой преобладают мигматизированные биотитовые и амфибол-биотитовые гнейсы, относящиеся к амфиболитгнейсовому комплексу. В целом же эта зона имеет более простое строение, чем Центрально-Белорусская. По ряду признаков, таких как реликты гранулитов в гранитоидах (Гайлюс, 1970), продолжение в зону некоторых локальных магнитных аномалий из расположенного западнее Западно-Литовского гранулитового массива, сходство характера гравитационного поля этих структур, Восточно-Литовская зона, возможно, представляет собой мощную зону тектонотермальной переработки гнейсогранулитового основания.

Вулканоплутоническая область охватывает около трети площади фундамента Беларуси, прослеживаясь в виде широкой (100—150 км) полосы с северо-запада Украинского щита в северо-восточном направлении до восточной границы республики. В геологической литературе за этой областью утвердилось название **Осницко-Микашевичский вулканоплутонический пояс** (Аксаментова, 1996). В его пределах развиты преимущественно магматические комплексы пород, сформировавшиеся во второй половине раннего протерозоя и не претерпевшие существенного регионального метаморфизма. Субстратом пояса являются диафторированные и интенсивно гранитизированные метаморфические породы гнейсо-гранулитового и амфиболит-гнейсового комплексов архейского возраста на востоке и сланцево-амфиболит-плагиогнейсового (тетеревская серия) раннепротерозойского возраста — на западе, время метаморфизма которых определяется соответственно как 2950—2560 млн лет (Найденков и др., 1994; Бибикова и др., 1995) и 2450 млн лет (Верхогляд, Скобелев, 1995). Пояс занимает дискордантное положение по отношению к структурам основания и на всем своем протяжении ограничен глубинными разломами — Стоходско-Могилевским на севере и694Пержанско-Суражским на юге, имеющими крутое падение на юго-восток (Соллогуб, 1986).

Среди магматических пород, слагающих Осницко-Микашевичский пояс, в объемном отношении преобладают гранитоиды диорит-гранодиорит-гранитной формации, образующие крупные, до 120 км в поперечнике, плутоны автохтонного типа, весьма неоднородные по составу и содержащие многочисленные ксенолиты и останцы метадиабазов и метагабброидов. Менее распространены типичные интрузивные гранитоиды, представленные кварцевыми сиенитами, биотитовыми и лейкократовыми гранитами кварц-сиенит-гранитной и риолит-аляскитовой формаций. Вулканические породы, имеющие здесь преимущественно кислый и умеренно кислый состав, развиты весьма ограниченно, равно как и осадочные породы и разнообразные дайковые и субвулканические образования.

Особенность глубинного строения Осницко-Микашевичского пояса — повышенная мощность нижнего ("базальтового") слоя земной коры, достигающая 20—27 км. Наибольшая мощность слоя (27 км) наблюдается в юго-западной части пояса (геотраверс VI) (Соллогуб, 1986), где помимо раннепротерозойского магматизма активно проявился вендский трапповый вулканизм. По-видимому, возрастание "базальтоидности" земной коры было связано с поступлением в нее основных магм из глубинных мантийных источников. Общая мощность консолидированной коры в пределах пояса составляет 50—55 км. Ограничивающие вулканоплутонический пояс глубинные разломы, по данным геотраверса VI (Соллогуб, 1986), прослеживаются ниже поверхности Мохо, где постепенно выполаживаются. Помимо граничных разломов внутри пояса имеется еще ряд параллельных им глубинных разломов — Горынский (Луцкий), Владимир-Волынский, Туровско-Малынский и др., по которым также происходит смещение поверхности Мохо. Внутренняя структура пояса осложнена серией поперечных разрывных нарушений сбросо-сдвигового характера.

По набору магматических формаций, преобладанию в их составе продуктов кислого и субщелочного магматизма и тесной пространственной и временной сопряженности плутонических и вулканических образований Осницко-Микашевичский пояс сопоставим с вулканоплутоническими поясами позднеорогенных и активизированных областей фанерозоя и, в первую очередь, с магматическими поясами внутриконтинентального типа, такими как верхнепалеозойский Джунгаро-Балхашский и мезозойский Монголо-Охотский, сформировавшимися вдоль глубинных сейсмофокальных зон, заходящих далеко вглубь континента (Зоненшайн и др., 1976). По аналогии с ними Осницко-Микашевичский пояс может рассматриваться как внутриконтинентальная магматически активная область, развитие которой было связано с заложением в середине раннего протерозоя системы глубинных разломов северо-восточного простирания, секущих структуры гнейсового основания. В отличие от фанерозойских вулканоплутонических поясов Осницко-Микашевичский пояс глубоко эродирован, чем, по-видимому, и объясняется редкая сохранность в его пределах вулканитов и преобладание гранитоидных плутонических образований.

Разрывные нарушения фундамента

Разрывные нарушения играют значительную роль в формировании внутренней структуры фундамента и размещении в его пределах продуктов магматизма и сопутствующей ему рудной минерализации. Они оказывают существенное влияние также на распределение формационных комплексов платформенного чехла и связанных с ними месторождений полезных ископаемых. Главные глубинные разломы фундамента показаны на опубликованной тектонической карте Белоруссии и сопредельных территорий масштаба 1 : 500 000 (1974).

Ввиду того, что фундамент в пределах территории Беларуси практически повсеместно перекрыт мощным платформенным чехлом, выделение разломов производится в большинстве случаев на основании анализа магнитного и гравитационного аномальных полей. В ряде случаев возможно использование и прямых признаков, таких как рассланцевание и катаклаз пород фундамента, зоны повышенной трещиноватости, зеркала скольжения и др. При неглубоком залегании кристаллического фундамента, как, например, в пределах Микашевичско-Житковичского выступа, хорошие результаты дает дешифрирование аэрофотоснимков. Одним из признаков разрывного нарушения в фундаменте является характер рельефа последнего (крутые прямолинейные уступы).

По протяженности, глубинности и рангу ограничиваемых тектонических элементов разломы фундамента подразделяются на суперрегиональные, региональные, субрегиональные и локальные, а в зависимости от главного этапа их развития — на доплатформенные, связанные со становлением структур фундамента, и платформенные, развивавшиеся в квазиплатформенный и платформенный этапы, но в той или иной степени влияющие на его внутреннее строение (Айзберг, Гарецкий, 1974; Тектоника Белоруссии, 1976; Данкевич, Михненок, 1978). Выделяется несколько систем разломов, различающихся не только пространственной ориентировкой, но и временем заложения и длительностью развития. Преобладающее распространение в фундаменте имеют разломы субмеридионального, северо-восточного, северо-западного и субширотного простираний (рис. 9.31, 9.32).

Разломы субмеридионального простирания (см. рис. 9.31) подразделяются на две системы, пространственно разобщенные: север—северо-восточного простирания на западе Беларуси и север—северо-западно-

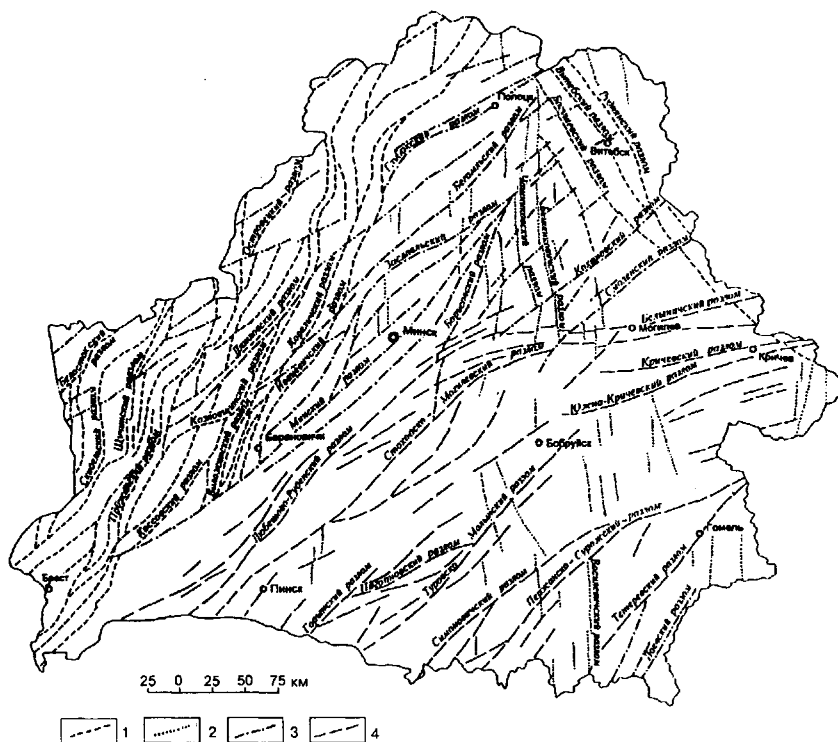


Рис. 9.31. Схема размещения главных структурообразующих разломов кристаллического фундамента территории Беларуси. Составила Н.В. Аксаментова (с использованием материалов Р.Е. Айзберга, Р.Г. Гарецкого, И.В. Данкевича и др.).

1 — субмеридиональные разломы раннеархейского (?) заложения, 2 — разломы меридионального простирания предположительно архейского заложения, 3 — разломы северо-восточного простирания позднеархейского заложения, 4 — разломы северо-восточно-субширотного простирания раннепротерозойского заложения.

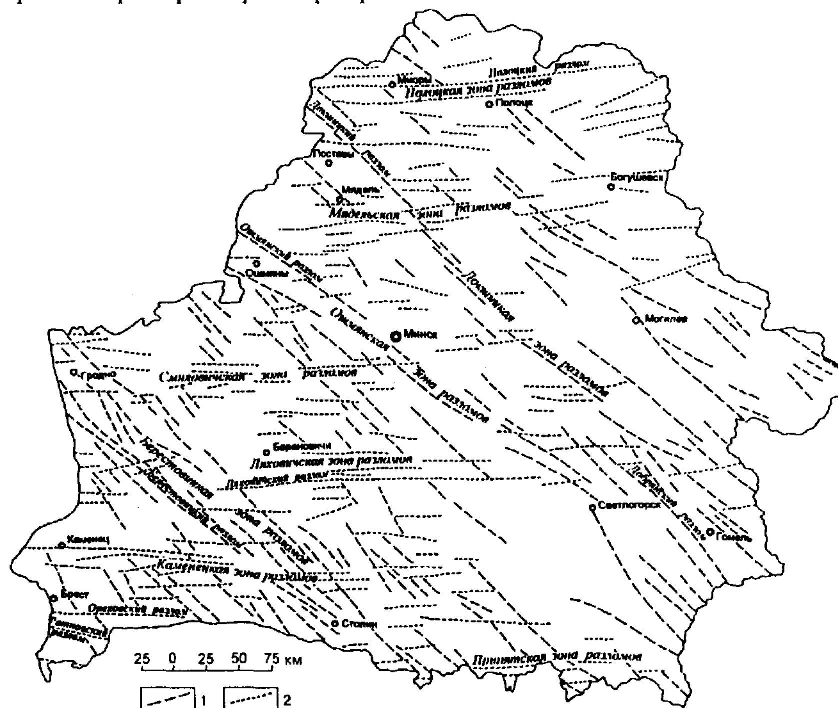


Рис. 9.32. Схема размещения главных постконсолидационных разломов кристаллического фундамента Беларуси. Составила Н.В. Аксаментова (с использованием материалов Р.Е. Айзберга, Р.Г. Гарецкого, И.В. Данкевича и др.).

1 — разломы северо-западного простирания раннепротерозойско-рифейского заложения, 2 — разломы субширотного простирания рифейского заложения.

го — на востоке. Первые широко развиты в пределах Белорусско-Прибалтийского гранулитового пояса. В зависимости от структурообразующей роли они подразделяются на суперрегиональные, региональные, субрегиональные и локальные.

К суперрегиональным относятся Кореличский и Белостокский глубинные разломы, ограничивающие гранулитовый пояс и четко прослеживающиеся по резким горизонтальным градиентам магнитного и гравитационного аномальных полей. ***Кореличский разлом*** протягивается на расстояние до 400 км вдоль восточного края пояса, отделяя его от расположенной к востоку Рудьмянской зоны. Восточнее параллельно ему прослеживается ***Ивацевичский разлом*** протяженностью около 300 км. По данным сейсмического профиля Гродно — Старобин (Веришко, Шитц, 1981), в верхней части разреза земной коры Рудьмянской зоны уменьшается число отражающих площадок с характерным для гранулитового пояса падением на запад, появляются серии секущих их крутопадающих границ, а в нижней части разреза наблюдается перерыв в отражениях. Примечателен здесь интенсивный гравитационный максимум. Эти особенности, а также приуроченность к Рудьмянской зоне специфических по составу гранулитовых образований свидетельствуют о глубинной природе Кореличского и Ивацевичского разломов, а сама зона рассматривается как шовная, разграничивающая структурно различные области фундамента. ***Белостокский разлом***, ограничивающий гранулитовый пояс с запада, на профиле Гродно — Старобин также выделяется зоной отсутствия отражений, наклоненной на восток, по обе стороны которой отражающие площадки ориентированы в противоположных направлениях. Крутое восточное падение Белостокского разлома свидетельствует о его секущем положении по отношению к внутренней структуре гранулитового пояса.

Региональные разломы, сосредоточенные в пределах гранулитового пояса, играют главную структурообразующую роль, расчленяя его на ряд гранулитовых блоков (чешуйчатых моноклиналей) и межблоковых зон бластомилонитов. Наиболее крупные разломы — ***Скидельский, Щучинский, Пружанский, Островецкий, Дятловский, Козловщинский, Коссовский и Воложинский*** — протягиваются на расстояние до 200—250 км. Они слабо изогнуты, иногда дугообразны, нередко переходят один в другой, огибая гранулитовые блоки линзовидной в плане формы. Судя по данным сейсмического профиля Гродно — Старобин (Веришко, Шитц, 1981), большинство региональных разломов являются надвигами, круто падающими на запад в приповерхностной части фундамента и постепенно выполаживающимися на глубине 10—12 км (см. рис. 9.30). Внутри гранулитовых блоков и зон бластомилонитов развиты аналогичного типа разломы, но меньшей протяженности (30—60, редко до 100 км), которые могут быть отнесены к категории субрегиональных и локальных разломов.

Разломы север—северо-западного простирания выделены на северо-востоке Беларуси в пределах Витебского гранулитового массива. Наиболее крупный, суперрегиональный, ***Руднянский разлом*** вытянутый по азимуту 330 ° СЗ на расстояние свыше 250 км, ограничивает массив с северо-востока. Внутри массива параллельно ему протягиваются еще два крупных разлома — ***Витебский*** и ***Богушевский*** длиной соответственно 150 и 170 км. По-видимому, они представляют собой сбросо-сдвиги, входящие в систему разломов, протягивающихся со стороны Воронежского массива.

Субмеридиональная структурно-формационная зональность древнейшего в фундаменте Беларуси чарнокит-гранулитового мегакомплекса свидетельствует, по-видимому, о существовании уже на раннем (раннеархейском ?) этапе геологического развития региона тектонической неоднородности земной коры — первичной геоблоковой делимости (Красный, 1984). Очевидно, именно с этим этапом связано заложение субмеридиональной системы разломов. Время их наибольшей тектонической активности относится, вероятно, к позднему архею — началу протерозоя, когда вдоль ослабленных зон произошли значительные дифференциальные перемещения гранулитовых блоков с образованием зон бластомилонитов и чешуйчато-надвиговых структур, а ограничивающие гранулитовый пояс шовные зоны явились зонами интенсивного осадконакопления и рудогенеза. Свою тектоническую активность разломы субмеридионального простирания сохранили и в более поздние этапы развития региона.

По-видимому, близкими по времени заложения являются разломы, ориентированные строго в меридиональном направлении. Они распространены в восточной части Беларуси. Наиболее крупными из них являются ***Василевичский разлом***, ограничивающий с запада Брагинский гранулитовый массив, и два субпараллельных разлома — ***Чашникский*** и ***Бешенковичский***, отстоящие друг от друга на 12—17 км и лежащие как бы на продолжении Василевичского разлома к северу от Осницко-Микашевичского пояса. Названные разломы рассекаются (со смещением) разломами северо-западного и северо-восточного направлений, что свидетельствует об их древнем, архейском, заложении, хотя подвижки по ним происходили и в более позднее время. Примечательно, что именно по линии, соединяющей Василевичский и Чашникский разломы, происходит изменение простирания Осницко-Микашевичского пояса, а в его пределах появляется серия коротких меридиональных разломов.

Разломы северо-восточного простирания (азимут 35—45 ° СВ) (см. рис. 9.31) распространены преимущественно в центральной части Беларуси. По-

добно субмеридиональным разломам они подразделяются на три класса. Суперрегиональные разломы, Минский (Выжевско-Минский) и Борисовский, разграничивают разновозрастные пояса и зоны. ***Минский разлом*** прослеживается на расстояние свыше 500 км от юго-западного края Беларуси до северо-восточного и почти на всем своем протяжении служит границей между гранулитовыми образованиями и гнейсовыми комплексами. Он имеет крутое падение на северо-запад; в его центральной и северо-восточной частях устанавливается резкое изменение глубины залегания поверхности Мохо (Тектоника Белоруссии, 1976). ***Борисовский разлом*** является западной границей Витебского гранулитового массива.

Региональные разломы северо-восточного простирания сосредоточены, в основном, в пределах Центрально-Белорусской зоны, хотя нередко выходят за ее пределы и прослеживаются в гранулитовых областях. Разломы обычно прямолинейны и вытянуты согласно с простиранием складчатых структур. Длина их колеблется от 110 км (***Глубокский***) до 250 км (***Заславльский***). По их прямолинейности, тесной сопряженности со складчатыми структурами и секущему положению по отношению к разломным зонам гранулитовых областей можно предполагать, что разломы северо-восточного простирания имеют характер сбросов или сбросо-сдвигов и заложились позже субмеридиональной системы разломов, будучи тесно связанными с формированием внутренней структуры Центрально-Белорусской зоны.

Разломы северо-восточно-субширотного простирания (азимут 50—80° СВ) (см. рис. 9.31) развиты, в основном, на юго-востоке Беларуси. Суперрегиональные разломы этой системы — ***Стоходско-Могилевский*** и ***Першанско-Суражский*** ограничивают Осницко-Микашевичский вулканоплутонический пояс. Положение этих разломов устанавливается по резкой смене отрицательных магнитных аномалий, свойственных области распространения гнейсовых толщ, высокоинтенсивными аномалиями с мелкопетельчатым рисунком, характерным для областей проявления орогенного магматизма. Стоходско-Могилевский разлом протягивается в пределах Беларуси на расстояние около 500 км. В западной части он ориентирован в северо-восточном направлении (азимут 50° СВ), а в р-не г. Червеня резко меняет свое простирание на субширотное (азимут 80° ВСВ). Аналогичный изгиб по простиранию наблюдается и для Пержанско-Суражского разлома. Оба разлома имеют крутое падение на юго-восток.

По данным геотраверса VI (Соллогуб, 1986), пересекающего Осницко-Микашевичский пояс в его западной части, эти разломы проникают на глубину до 80—90 км и отчетливо фиксируются по нарушенности поверхности Мохо. Между ними в пределах пояса прослеживаются несколько региональных разломов, которые как и суперрегиональные разломы, ориентированы в западной части пояса в северо-восточном направлении (***Владимир-Волынский, Горынский, Нагорновский, Туровско-Малынский, Симоновичский***), а в восточной — в субширотном (***Кричевский, Южно-Кричевский*** и др.). При этом по Владимир-Волынскому и Горынскому разломам также наблюдается смещение поверхности Мохо. Общее же понижение глубины залегания поверхности Мохо от северной границы пояса к южной составляет 15 км (глубины залегания поверхности Мохо — 40 км на севере и 55 на юге). Такого типа разломы развиты и на некотором удалении от Осницко-Микашевичского пояса. Это — субширотный ***Бельиничский*** длиной свыше 200 км, расположенный в 2—7 км севернее Стоходско-Могилевского, и ряд разломов северо-восточного простирания к северо-западу и югу от Осницко-Микашевичского пояса (***Тетеревский, Любешово-Руденский*** и др.).

Преимущественная локализация разломов северо-восточно-субширотного направления в пределах области развития раннепротерозойского магматизма, а также установленное в ряде случаев их магмо- и рудоконтролирующее значение (Нагорновский, Горынский, Пержанский разломы) указывает на их несомненную роль в становлении и развитии вулканоплутонического пояса во второй половине раннего протерозоя. Большинство разломов этой системы, равно как и рассмотренные выше разломы северо-восточного простирания, возникнув в раннем протерозое, сохраняли свою тектоническую активность и в последующие этапы развития территории, в частности, в позднем рифее и венде, когда вдоль ослабленных зон фундамента формировался Волыно-Оршанский авлакоген (Тектоника запада ..., 1990).

Разломы северо-западного простирания (см. рис. 9.32) имеют устойчивое направление по азимуту 305—315 ° СЗ. Это прямолинейные, разной протяженности разломы типа сбросов и сдвигов. По площади они распределены неравномерно. Намечаются зоны шириной около 40—50 км сближенных прерывистых разломов. Одна из таких зон — ***Берестовицкая*** четко прослеживается в юго-западной части Беларуси на расстояние 380 км в направлении Гродно — Волковыск — Столин. Отдельные разломы в ее пределах имеют длину 60—100 км, редко до 150 км (***Берестовицкий***) и отстоят друг от друга на 4—15 км.

Северо-восточнее прослеживаются еще две, менее четко проявленные ***зоны разломов — Ошмянская и Докшицкая***, протягивающиеся соответственно вдоль линий Ошмяны — Марьина Горка — Светлогорск и Поставы — Докшицы — Гомель. В отличие от Берестовицкой зоны разломы в их пределах более удалены друг от друга и имеют меньшую длину (в среднем 20—50 км). Лишь единичные разломы — ***Ошмянский*** и ***Докшицкий*** на северо-западе и ***Добрянский*** на юго-

востоке протягиваются на 100—150 км. На севере Беларуси намечается слабопроявленная ***Лепельская*** зона сближенных разломов в полосе Миоры — Лепель — Могилев. Между названными зонами разломы северо-западного простирания в фундаменте развиты спорадически, а длина их обычно не превышает 20—30 км.

Примечательно, что зоны разломов северо-западного простирания, являясь секущими по отношению ко всем структурам фундамента и рассмотренным выше системам разломов, параллельны линии Тейссейра-Торнквиста, ограничивающей с юго-запада Восточно-Европейскую платформу. Это позволяет связывать возникновение северо-западной системы разломов с активизацией тектонических движений в краевой части платформы. Время заложения этих разломов приходится, очевидно, на конец раннего протерозоя, о чем свидетельствует появление в это время пояса анортозит-рапакивигранитных плутонов, также параллельного краю платформы, и формирование даек северо-западного простирания, сложенных субщелочными долеритами — производными мантийных щелочнобазальтовых магм.

Разломы субширотного простирания (см. рис. 9.32) представлены сбросами, сбросо-сдвигами и сдвигами. Подобно разломам северо-западного направления они группируются в несколько вытянутых с запада на восток зон шириной от 10 до 25 км, отстоящих друг от друга на расстояние 40—60 км. С юга на север выделяются следующие зоны.

Припятская зона разломов протягивается вдоль северного склона Украинского щита. В ее состав входят ступенчатые сбросы южного борта Припятского прогиба (***Южно-Припятский разлом*** и серия субпараллельных разломов к северу от него), а также широтные разломы в краевой части щита (***Полесский*** и др.). Западным продолжением этой зоны является ***Северо-Ратновский разлом.***

Каменецкая зона разломов прослеживается в виде полосы шириной 15—20 км в направлении Каменец — Дрогичин — Житковичи. В ее западной части выделяются протяженный (до 150 км) ***Каменецкий*** и расположенный в 2—7 км южнее разлом длиной 120 км, а также ряд более коротких (25—50 км) ступенчатых сбросов. В восточной части зоны наблюдается серия прерывистых разломов, один из которых служит северным ограничением Микашевичско-Житковичского выступа. В морфологическом отношении это типичный сброс, сместитель которого наклонен в северном направлении, а амплитуда смещения по нему составляет несколько сот метров. Между Каменецкой зоной и Северо-Ратновским разломом прослеживается ***Ореховский разлом*** длиной 100 км.

Ляховичская зона разломов протягивается вдоль линии Барановичи — Слуцк — Глуск и включает три субпараллельных разлома, наиболее крупный из которых, ***Ляховичский***, вытянут на 250 км. Эта зона является западным продолжением серии субширотных разломов (Северо-Припятский и др.), ограничивающих с севера Припятский прогиб.

Смиловичская зона разломов намечается на участке Гродно — Новогрудок — Смиловичи. Здесь в полосе шириной 25—30 км наблюдается серия редких прерывистых разломов длиной до 30—50 км. В восточной части Беларуси на продолжении этой зоны располагаются Кричевский и Южно-Кричевский разломы.

Мядельская зона разломов протягивается в направлении Островец — Мядель — Богушевск. В ее пределах развиты относительно короткие (30—60 км) разломы, наибольшее сгущение которых наблюдается в западной части зоны восточнее г. Мядель. В восточной части зоны наблюдаются два разлома длиной 70—90 км, удаленные друг от друга на 20 км.

Полоцкая зона разломов имеет ширину 45—50 км. В отличие от остальных зон для нее характерны весьма протяженные и четко проявляющиеся в геофизических полях разломы: на юге — ***Диснянский*** (120 км), на севере — ***Полоцкий*** (250) и ***Новополоцкий*** (170 км). Параллельно им в этой зоне выделяется еще несколько коротких прерывистых разломов.

О времени заложения субширотных разломов пока нет точных данных. Секущее положение их по отношению к разломам северо-западного простирания явно свидетельствует о более позднем их образовании. Время же главной их тектонической активности приходится на средний палеозой, когда произошло заложение рифтовой системы западного звена Сарматско-Туранского линеамента (Тектоника Белоруссии, 1976).

К сказанному следует добавить, что большинство из названных выше разломов, независимо от времени их заложения, сохраняло или возобновляло тектоническую активность и в последующие этапы развития территории вплоть до современной эпохи.

СТРУКТУРНЫЕ ПОДРАЗДЕЛЕНИЯ И ФОРМАЦИИ ЧЕХЛА

В составе платформенного чехла территории Беларуси выделяется несколько вертикальных, последовательно сменяющих друг друга в разрезе формационных рядов, каждый из этих рядов имеет свою пространственную тектоническую локализацию и образует отдельный структурный комплекс. Эти комплексы, разделенные региональными перерывами и структурными несогласиями, в геохронологическом отношении соответствуют основным тектоническим этапам развития региона: готскому, раннебайкальскому, позднебайкальскому, каледонскому, герцинскому, киммерийскому и альпийскому.

Стратиграфические объемы структурных комплексов изменяются в пределах изучаемой территории,

что вызывает необходимость строгого определения нижней и верхней стратиграфических границ комплексов для каждой структуры чехла.

В платформенном чехле Беларуси выделяются несколько типов чехла (снизу вверх): квазиплатформенный, катаплатформенный и ортоплатформенный (Тектоника Белоруссии, 1976; Палеотектоника Белоруссии, 1983). К квазиплатформенному типу следует отнести готский (нижнерифейский) структурный комплекс. Катаплатформенный чехол одни исследователи (Палеотектоника Белоруссии, 1983; Тектоника запада ..., 1990) подразделяют на дальсландский и нижнебайкальский, другие (Веретенников и др., 1998) выделяют только один — нижнебайкальский. Ортоплатформенный чехол включает ряд структурных комплексов: верхнебайкальский, каледонский, герцинский, киммерийский и альпийский.

ГОТСКИЙ СТРУКТУРНЫЙ КОМПЛЕКС

Нижнерифейские отложения на территории Беларуси имеют ограниченное распространение, они встречены на отдельных небольших пространственно разобщенных участках, залегают под пинской свитой и более молодыми образованиями, представлены неметаморфизованными осадочными и вулканогенными породами.

В составе готского (нижнерифейского) комплекса выделены бобруйская и шеровичская серии. Бобруйская серия известна на территории Бобруйского погребенного выступа и представлена лучковской (нижней) и мышковичской (верхней) свитами. Она коррелируется с овручской серией Украины: лучковская свита со збраньковской свитой, мышковичская — с толкачевской (Веретенников и др., 1998).

Породы збраньковской свиты овручской серии Украины (Лунько и др., 1971) и лучковской свиты бобруйской серии Беларуси образуют нижнерифейскую ***вулканогенную формацию***. Збраньковская свита представляет собой вулканогенную толщу мощностью до 320—350 м, которая сложена палеобазальтами, палеолипаритами (кварцевыми порфирами, трахиандезитами — трахиандезито-базальтами) с пачками туфогенных песчаников, алевролитов, аргиллитов, конгломератов*. Породы лучковской свиты вскрыты в районе Глуска скв. 42 на гл. 539—550 м под пинской свитой среднего рифея и в Бобруйске под бортниковской свитой нижнего рифея на гл. 374—400 м. В обеих скважинах свита полностью не пройдена.

Лучковская свита в этих разрезах представлена кварцевыми порфирами (палеолипаритами) темно-серыми и розовато-серыми, с лиловыми и бурыми оттенками.

Отложения толкачевской свиты овручской серии Украины и мышковской свиты бобруйской серии Беларуси образуют ***терригенную кварцито-песчаную формацию***. Толкачевская свита вскрыта карьерами и многими скважинами в северной части Украины и сложена кварцитами и кварцито-песчаниками. Ее аналог в Беларуси — мышковичская свита бобруйской серии вскрыта буровыми скважинами в 20—25 км восточнее и северо-восточнее Бобруйска: скважины Кировск 1 близ д. Мышковичи (гл. 361—381 м) и Большие Бортники 2 (гл. 382—405 м) и представлена кварцито-песчаниками серыми и розовыми, разнозернистыми, кварцевыми, с примесью серицита и пирофиллита. К мышковичской свите условно отнесены розовые, лилово-розовые кварцито-песчаники и кварциты, вскрытые под пинской свитой и более молодыми отложениями на территории Припятского прогиба: скв. Восточно-Первомайская 11 (гл. 4798—4821 м) и др.

Более подробная характеристика пород овручской и бобруйской серий приведена в главах 4 и 8 настоящей книги.

К нижнему рифею условно отнесена шеровичская серия, представляющая собой мощную ***терригенную аркозовую кварцевую формацию****. Она известна в скв. Рудня 1 (Смоленская обл., в 7 км от границы с Беларусью). В ее составе выделены две свиты: нижняя — гатынская (мощность 96 м) и верхняя — рутавечская (159 м). Гатынская свита сложена красноцветными разнозернистыми аркозовыми песчаниками, в нижней части с прослоями гравелитов, в верхней — мелкозернистых песчаников и слюдистых алевролитов. В нижней части (около 30 м) преобладают дресвяные гравелиты, иногда с галькой, а в подошве (базальный горизонт) — с прослоями конгломератов. Рутавечская свита сложена кремово- и оранжево-розовыми и лиловыми, мелко- и среднезернистыми песчаниками. В нижней части песчаники более грубые, средне- и слабосцементированные, в верхней части — крепкие, кварцитовидные, с регенерационным кварцевым, участками апатитовым и фосфато-кремнистым цементом.

К шеровичской серии условно отнесена бортниковская свита южных районов Беларуси, которая рассматривается как аналог рутавечской свиты. Она вскрыта под пинской свитой и более молодыми отложениями в пределах Бобруйского погребенного выступа (скважины Бобруйск 1, гл. 339—374 м и Большие Бортники 2, гл. 356—382 м), Припятского прогиба и Полесской седловины. В наиболее изученном раз-

* Эту эффузивную толщу ряд геологов (Тектоника запада ..., 1990 и др.) выделяет в трахиандезитовую, а породы лучковской свиты — в риолитовуюформацию.

** Эту часть рифея ряд геологов (Палеотектоника Белоруссии, 1983; Нагорный, 1990, Тектоника запада ..., 1990) относит к дальсландскому комплексу.

резе скв. Бобруйск 1 бортниковская свита сложена в верхней части крепкими (до сливных) мелкозернистыми песчаниками, которые вниз по разрезу становятся некрепкими, мелко-среднезернистыми, в нижней части с гравием и мелкой галькой.

НИЖНЕБАЙКАЛЬСКИЙ СТРУКТУРНЫЙ КОМПЛЕКС

Нижнебайкальский комплекс на территории Беларуси включает в свой состав отложения среднего (пинская свита), среднего-верхнего (оршанская и лапичская свиты) рифея и вильчанской серии нижнего венда*. Он повсеместно распространен на территории Волыно-Оршанского палеопрогиба, который протягивается в субмеридиональном направлении от Волыни через всю территорию Беларуси и уходит в пределы смежных областей России.

Пинская свита (***красноцветная терригенная олигомиктовая формация***) распространена на всей площади Волыно-Оршанского палеопрогиба на породах кристаллического фундамента, местами на отложениях бобруйской и шеровичской серий, перекрывается в Оршанской впадине оршанской свитой, в других районах более молодыми отложениями венда, палеозоя и мезозоя. Максимальная мощность свиты в Беларуси 410—450 м на Полесской седловине (Столин, Пинск и др.), 300—380 м в северо-западной части Припятского прогиба (Глуск, Старобин и др.). В северо-восточном направлении мощность свиты уменьшается до 200—300 м и менее в Оршанской впадине, а в поперечной полосе на юго-восточном склоне Белорусской антеклизы, Бобруйском выступе и Жлобинской седловине — менее 200 м. Наибольшей мощности (до 900 м) достигают отложения пинской свиты (полесской серии) на Волыни. Современная глубина залегания пород пинской свиты составляет 80—300 м на Полесской седловине, 600—800 — в Подлясско-Брестской впадине, 700—1400 — в Оршанской впадине, до 4300 м — в Припятском прогибе.

В сложении пинской свиты преобладают мелкозернистые песчаники и крупнозернистые алевролиты с прослоями средне- и мелкозернистых песчаников, глин и глинистых алевролитов. Песчаники и алевролиты олигомиктовые и мезомиктовые, изредка кварцевые, обычно слабо- и среднесцементированные, с глинистым, в отдельных разрезах и прослоях доломитовым цементом. Окраска пород красноцветная, пятнами, полосами, прослоями и в верхней части сероцветная. Для большинства разрезов характерно ритмичное строение, внутриформационные размывы, прослои и включения глинистых катунов.

В Оршанской впадине отложения пинской свиты образуют толщу мощностью до 302 м, которая залегает на кристаллическом фундаменте и лишь в скв. Рудня 1 — на шеровичской серии нижнего рифея, перекрывается оршанской свитой или более молодыми отложениями рифея (лапичская свита) или венда.

В пинской свите Оршанской впадины выделяются две толщи: нижняя — глинисто-алеврито-песчаная и верхняя — песчаная. Наиболее мощные, полные и характерные разрезы пинской свиты в Оршанской впадине пройдены скважинами Богушевск 1 и 2, Рудня 1, Вильчицы; маломощные, неполные — скважинами Орша 2, Рогачев, Шумилино, Рославль, Клинцы и др.

Отложения оршанской свиты (***терригенная красноцветная формация***) распространены в северо-восточной и центральной частях Беларуси и на смежных территориях Брянской, Смоленской и Тверской областей России. В структурном отношении они приурочены к Оршанской впадине и Клинцовскому прогибу, частично заходят на склоны Белорусской и Воронежской антеклиз, Жлобинской и Латвийской седловин.

На большей части своего развития породы оршанской свиты трансгрессивно, с крупным перерывом и хорошо выраженным базальным горизонтом залегают на размытых до различного уровня отложениях пинской свиты, а в западной и восточной периферических зонах (Минск, Нелидово, Смоленск, Клинцы и др.) — непосредственно на фундаменте. На юге оршанская свита с перерывом и азимутальным несогласием перекрывается отложениями лапичской свиты верхнего рифея, на остальной территории — более молодыми отложениями венда (вильчанской или волынской серией), иногда среднедевонскими отложениями.

Зона максимальных мощностей оршанской свиты (428—620 м) проходит в меридиональном направлении по линии Могилев — Орша — Лиозно — Рудня, т. е. приурочена к осевой части Оршанской впадины.

Характерные особенности оршанской свиты: литологически однообразные, почти исключительно красноцветные кварцевые песчаники; в песчаниках характерные мелкие (точечные) вкрапления белого каолинита; резко преобладающий оранжево-бурый, красно-бурый, кирпично-красный цвет пород; хорошая окатанность и отсортированность обломочного материала; неравномерная степень эпигенетической цементации песчаников; крепкие, иногда сливные (кварцитовидные) песчаники с обильным регенерационным кварцевым цементом в верхней части свиты; отсутствие или незначительное содержание глинистых и алеврито-глинистых пород; кварцевый состав легкой фракции и весьма низкое содержание тяжелой фракции; чередование в разре-

* Несколько отличные возрастные и пространственные взаимоотношения свит нижнебайкальского структурно-формационного комплекса описывают некоторые исследователи (Нагорный, 1990; Тектоника запада ..., 1990).

зе пачек песчаников с линейной крутопадающей и горизонтальной или слабонаклонной слоистостью, возможно, эолового типа.

Несколько отличный литологический состав имеет нижняя часть оршанской свиты, которая является базальным горизонтом. В приосевой части Оршанской впадины мощность этой части разреза составляет 40—74 м. Она сложена разнозернистыми кварцевыми и кварцево-олигомиктовыми песчаниками. К основанию свиты песчаники становятся более грубыми, в них появляется галька и гравий. В подошве (7—10 м) песчаники нередко переходят в гравийно-галечные конгломераты с базальным грубопесчаным цементом. Гравий и галька достигают 5—7 см и представлены кварцем, кварцито-песчаниками, выветрелыми магматическими породами, хорошо окатаны.

В Оршанской свите выделено три подтолщи: нижняя — преимущественно разнозернистых кварцевых, а в основании кварцево-олигомиктовых песчаников, к подошве переходящих в базальный конгломерат; средняя — преимущественно мелкозернистых слабосцементированных и рыхлых кварцевых песчаников; верхняя — крепких, иногда сливных (кварцитовидных) средне-мелкозернистых кварцевых песчаников с регенерационным кварцевым цементом.

Лапичская свита (***терригенно-карбонатная формация***) верхнего рифея имеет ограниченное распространение в центральной (Осиповичи, Блонь, Смиловичи и др.) и восточной (Рогачев, Кличев, Орша и др.) частях Беларуси, на юге Оршанской впадины. Залегает на отложениях пинской и оршанской свит, перекрывается вендскими (вильчанским, волынским) комплексами. Наиболее мощные и полные разрезы лапичской свиты пройдены скважинами на Осиповичской (мощность 46—82 м) и Блонской (13—58 м) площадях. На остальной территории (Кличев, Рогачев, Орша и др.) мощность свиты не превышает 10—25 м. Характерные особенности лапичской свиты: частое чередование в разрезе разнообразных терригенных, терригенно-глинистых, карбонатно-терригенных и карбонатных пород; прослои сингенетичных доломитовых брекчий и кавернозно-брекчиевых и водорослевых доломитов с онколитами, катаграфиями, иногда со строматолитами; преобладающая красноцветная и пестроцветная окраска пород; мезомиктовый, реже олигомиктовый состав обломочного материала; гидрослюдистый состав глинистого цемента алеврито-песчаных пород. Основные типы пород лапичской свиты: песчаники, алевролиты, глины, доломиты, сингенетичные доломитовые брекчии, реже гравийно-галечные и дресвяно-щебенчатые породы.

Вильчанская серия (***покровно-ледниковая формация***) венда повсеместно развита в восточной и центральной частях Беларуси, где образует покров площадью 70 тыс. км^2. На востоке и северо-востоке ее отложения заходят на территорию Брянской, Смоленской и Тверской областей России. На юге Беларуси отложения серии развиты в виде небольших, изолированных участков, сохранившихся от размыва. Аналоги вильчанской серии установлены (Веретенников и др., 1972) в ряде разрезов верхнего протерозоя Волыни.

Отложения вильчанской серии приурочены, в основном, к рифейскому Оршано-Волынскому палеопрогибу и наложенным на него более поздним структурам (северо-западной части Припятского прогиба, Жлобинской седловине, склонам Бобовнянского и Микашевичско-Житковичского выступов), заходят на склоны Белорусской и Воронежской антеклиз.

Извилистый контур современного распространения отложений вильчанской серии и его приуроченность к зонам сочленения тектонических структур с различными амплитудами и знаком вертикальных движений свидетельствует о том, что это контур эрозионный. Отложения серии имели более широкое распространение.

Вильчанская серия представляет собой толщу обломочных пород мощностью в сотни метров, в которой чередуются между собой преобладающие в разрезе тиллиты (древние погребенные морены), песчаники и пески, тонкослоистые глинисто-алевритовые породы и глины. Одна из характерных особенностей вильчанской серии — изменчивость строения разрезов при относительной выдержанности состава и других литологических особенностей ее пород.

Составные части нижнебайкальского комплекса более детально описаны в ряде опубликованных работ (Геология СССР. Т. III. Белорусская ССР, 1971; Рифей и венд .... 1976; Махнач, Шкуратов, Веретенников, 1980 и др.), а также в главе 4 настоящей книги.

ВЕРХНЕБАЙКАЛЬСКИЙ СТРУКТУРНЫЙ КОМПЛЕКС

Верхнебайкальский структурный комплекс объединяет образования волынской, валдайской (редкинский, котлинский горизонты) серий венда и балтийской (ровенский, лонтоваский горизонты) серии нижнего кембрия. Породы этого комплекса на территории Беларуси распространены в Подлясско-Брестской и Оршанской впадинах, а также на Белорусской антеклизе. Осадконакопление на позднебайкальском этапе развития контролировалось палеотектоническим планом территории. Основными палеоструктурами были Кобринско-Могилевский (волынское время) и Кобринско-Полоцкий (валдайско-раннекембрийское время) прогибы, пересекавшие территорию Беларуси в северо-восточном направлении, и Мазовецко-Прутская зона перикратонных опусканий, формировавшаяся на западе Восточно-Европейской платформы. Современные структурные элементы Беларуси занимали разное положение в пределах указанных палеоструктур и соответственно

характеризуются определенным набором формаций вертикального и горизонтального рядов.

Оршанская впадина являлась составной частью Могилевской (волынское время) и Полоцкой (валдайское время) впадин и соответсвенно вертикальный ряд формаций верхнебайкальского структурного комплекса включает следующие формации (снизу вверх): пестроцветную глинисто-алевролито-песчаную с примесью пирокластического материала; алевролито-глинистую с вулканомиктовым материалом; сероцветную терригенно-глинистую.

Пестроцветная глинисто-алевролито-песчаная с пирокластическим материалом формация выделяется в объеме волынской серии венда и сложена вулканокластическими, вулканоосадочными и нормально-осадочными породами от глин до конгломератов. Мощность формации 50—70 м. В северном направлении мощность туфогенно-осадочной толщи и размер пирокластического и вулканомиктового материала уменьшаются. К северо-западу, по направлению к краевой зоне бассейна отмечено погрубение обломочного материала.

Алевролито-глинистая с вулканомиктовым материалом формация сложена глинами и алевролитами темно-серыми, буровато-коричневыми, темно-коричневыми, зеленовато-серыми, иногда пятнистыми (лиозненская свита волынской серии венда). Мощность формации до 57 м.

Сероцветная терригенно-глинистая формация объединяет отложения редкинского и котлинского горизонтов валдайской серии венда. Сложена глинами, алевролитами, песчаниками, образующими ритмично построенную толщу. Мощность формации достигает 350 м.

Восточная часть Балтийской синеклизы и северо-восточный борт Белорусской антеклизы вместе с Оршанской впадиной составляли единую палеоструктуру — Могилевскую (волынское время) и Полоцкую (валдайско-балтийское время) впадины. Соответственно выделены две формации: пестроцветная конгломерато-алевролито-песчаная и сероцветная песчано-алевролито-глинистая.

Пестроцветная конгломерато-алевролито-песчаная формация представлена отложениями волынской серии, редкинским и частично котлинским горизонтами венда.

Сероцветная песчано-алевролито-глинистая формация представлена отложениями котлинского горизонта венда, а также ровенского и лонтоваского горизонтов нижнего кембрия. Она сложена песчаниками, алевролитами, глинами, различающимися по минеральному составу, включениям аутигенных минералов, условиям образования. Мощность формации до 200 м.

Подлясско-Брестская впадина на позднебайкальском этапе вместе с соседними структурами (Балтийская синеклиза, Луковско-Ратновский выступ, Волынская впадина и др.) входила в состав позднебайкальской палеоструктуры — Мазовецко-Прутской зоны перикратонных опусканий. Во всей этой зоне образовался весьма близкий по вещественному составу вертикальный ряд формаций: континентальная гравелито-песчаная, трапповая, вулканомиктовая конгломерато-песчаная и морская песчано-глинистая.

Континентальная гравелито-песчаная формация представлена отложениями горбашевского горизонта венда, сложенного аркозовыми песчаниками разнозернистыми с преобладанием крупно- и грубозернистых, с прослоями гравелитов и алеврито-глинистых пород. Мощность формации до 45 м.

Трапповая формация представлена эффузивно-осадочными образованиями волынской серии венда, которые залегают несогласно на породах кристаллического фундамента, полесской серии рифея и перекрываются отложениями валдайской серии венда, юры, мела. Мощность формации до 300 м.

В горизонтальном ряду трапповая формация сменяется туфогенно-осадочной (Полесская седловина) и нормально-осадочной с примесью пирокластического материала (Оршанская впадина).

Вулканомиктовая конгломерато-песчаная формация представлена отложениями лиозненской свиты венда. Она сложена песчаниками разнозернистыми аркозовыми или полевошпатово-кварцевыми, гравелитами с подчиненными прослоями коглomератов, а также аргиллитами с прослоями песчаников и алевролитов. Породы формации содержат примесь вулканомиктового материала (обломки вулканомиктового стекла). Мощность формации до 50 м.

Морская песчано-глинистая формация представлена отложениями редкинского и котлинского горизонтов валдайской серии венда, ровенским и лонтоваским горизонтами нижнего кембрия. Сложена песчаниками, алевролитами, глинами, формирующими ритмично построенную толщу, в которой преимущественно песчаные пачки пород перемежаются с глинистыми. Мощность формации до 200 м.

КАЛЕДОНСКИЙ СТРУКТУРНЫЙ КОМПЛЕКС

Каледонский структурный комплекс включает отложения надбалтийского нижнего (доминопольский, вергальский и раусвенский горизонты), среднего и верхнего кембрия, силура, нижнего девона (жединский ярус). В пределах Беларуси он распространен на территории Подлясско-Брестской впадины и на склоне Белорусской антеклизы (Воложинский грабен, Вилейский погребенный выступ), обращенном в сторону Балтийской синеклизы. Вся эта территория развития каледонского структурного комплекса входила в состав крупной палеоструктуры — Балтийско-Приднестровской зоны пе-

рикратонных опусканий (Зиновенко, 1986), отдельные звенья которой дифференцированно прогибались или, наоборот, занимали устойчивое приподнятое положение. Все это обусловило некоторую специфику строения формационных рядов отдельных структур зоны перикратонных опусканий. Вертикальные формационные ряды в пределах зоны различаются, в первую очередь, количественно (объемно). Вещественный состав формаций в ее пределах примерно одинаковый, строение весьма сходное.

Подлясско-Брестская впадина является районом наиболее полного развития каледонского структурного комплекса на территории Беларуси. В его составе выделен ряд морских формаций, сложенных песчаными, глинистыми и карбонатными породами разного возраста.

Морская песчано-глинистая формация представлена отложениями нижнего и среднего кембрия и сложена песчаниками, алевролитами, глинами. Мощность формации до 600 м.

Глинисто-песчаная формация представлена отложениями тремадокского яруса ордовика. Основное поле развития формации расположено в северной части впадины на территории Польши (район Беловежи), где ее мощность достигает 45 м. На остальной территории Подлясско-Брестской впадины мощность формации составляет первые сантиметры. Формация сложена в нижней части песчаниками, преимущественно кварцевыми, с прослоями алевролитов, глинистых сланцев, в верхней — глинистыми сланцами с граптолитовой фауной.

Морская глинисто-карбонатная формация представлена отложениями ордовикской системы. Сложена известняками, мергелями, аргиллитами, в основании — кварцево-глауконитовыми песками. Мощность формации до 70 м.

Морская карбонатно-глинистая формация представлена отложениями силурийской системы. Сложена известняками, мергелями, аргиллитами. Соотношение разных типов пород в вертикальном разрезе непостоянно. Мощность формации достигает 1300 м.

Глинисто-карбонатная формация представлена отложениями жединского яруса нижнего девона, которые в пределах Подлясско-Брестской впадины на территории Беларуси распространены в виде изолированных останцов. Сложена формация в нижней части разреза мергелями с единичными прослоями доломитов, иногда глинистых или органогенных с большим количеством перекристаллизованной фауны; выше залегает пачка доломитизированных мергелей. Мощность формации до 40 м.

В разрезах каледонского структурного комплекса Подлясско-Брестской впадины на территории Польши выявлены интрузии магматических пород (Juskowiakowa, Juskowiak, 1974), абсолютный возраст которых составляет 333—353 млн лет, т. е. приходится на границу девона и карбона. Мощность каледонского структурного комплекса в целом во впадине не превышает 2000 м.

Северный склон Белорусской антеклизы в каледонский этап заливался водами крупного морского бассейна, основная и наиболее погруженная часть которого располагалась на территории Балтийской синеклизы. В пределах Беларуси в мелководноморских условиях (краевая зона морского бассейна) накапливались отложения среднего кембрия (буйковская свита), а также ордовика и силура, образуя две формации: глинисто-песчаную и глинисто-карбонатную.

Глинисто-песчаная формация представлена отложениями среднего кембрия (буйковская свита) и тремадокского яруса ордовика. Буйковская свита имеет ограниченное распространение (узкая полоса вдоль северо-западной границы республики). Сложена песчаниками светло-серыми до белых, алевролитами белесыми с зеленоватым оттенком и глинами темно-серыми с обильными включениями хорошо раскристаллизованного, а также тонкозернистого пирита, который выполняет ходы илоедов. Мощность отложений до 17 м. Отложения тремадокского яруса в пределах Беларуси установлены только в двух скважинах (Струсто 206 и Ричаны 209) и представлены пятисантиметровым прослоем темно-серого кварцевого песчаника с фосфатной галькой.

Глинисто-карбонатная формация представлена отложениями аренигского, лланвирнского, лландейловского, карадокского, ашгильского ярусов ордовика, а также лландоверийского и венлокского ярусов нижнего силура. Сложена известняками, мергелями, глинами с прослоями доломитовых мергелей, доломитов. Мощность формации до 200 м.

ГЕРЦИНСКИЙ СТРУКТУРНЫЙ КОМПЛЕКС

Герцинский структурный комплекс в объеме нижнедевонских-среднетриасовых отложений широко развит в восточной части Беларуси и наиболее полно представлен в Припятском прогибе и на Брагинско-Лоевской седловине. Нижняя часть этого комплекса распространена в пределах Оршанской впадины, Жлобинской седловины, в восточной части Бобруйского погребенного выступа, на восточном склоне Белорусской антеклизы, на Вилейском погребенном выступе и Латвийской седловине, на западной центриклинали Воронежской антеклизы. Герцинский структурный комплекс Балтийской синеклизы и Подлясско-Брестской впадины заходит с запада на территорию Беларуси на небольших участках: каменноугольные отложения установлены к югу от Луковско-Ратновского горста на Волынской моноклинали, нижнепермские — в Подлясско-Брестской впадине и на юго-восточном крыле Балтийской синеклизы, верхнепермские и нижнетриасовые развиты на небольшом участке в Подлясско-Брестской впадине. На

Белорусской антеклизе и Полесской седловине отложения герцинского структурного комплекса отсутствуют.

Герцинский структурный комплекс восточной части Беларуси представлен эмско-среднефранским, верхнефранско-фаменским, каменноугольным, нижнепермским и нижне-среднетриасовым структурными этажами. На западе Беларуси в Подлясско-Брестской впадине и в Балтийской синеклизе герцинский структурный комплекс представлен каменноугольным, нижнепермским, верхнепермским и нижне-среднетриасовым структурными этажами.

Эмско-среднефранский структурный этаж. Этот структурный этаж распространен наиболее широко и с резким азимутальным и угловым несогласием перекрывает разновозрастные отложения рифея, венда, нижнего палеозоя, а на отдельных площадях и породы фундамента. В полном объеме структурный этаж развит в Припятском прогибе, на Брагинско-Лоевской седловине и на небольшой территории в восточной части Оршанской впадины на востоке Беларуси. На большей части территории отложения верхней части этажа размыты и этаж несогласно перекрыт мезозойскими и кайнозойскими отложениями. Этаж подразделяется на эмсконижнефранский и среднефранский подэтажи, а в формационном отношении — на сульфатно-карбонатно-терригенную, терригенную и карбонатную формации.

Эмско-нижнефранский подэтаж сложен преимущественно терригенными породами и объединяет сульфатно-карбонатно-терригенную и терригенную формации.

Сульфатно-карбонатно-терригенная сероцветная формация в объеме витебского горизонта эмского яруса нижнего девона, пярнуского и наровского горизонтов эйфельского яруса среднего девона образована песчаниками, алевролитами, гипсами, доломитами, мергелями и глинами. Формация накопилась в мелководном морском бассейне в спокойных тектонических условиях стадии ранней синеклизы и характеризуется выдержанностью мощностей и фаций, хотя состав отложений не остается постоянным: в отдельных районах (склоны Белорусской антеклизы) исчезают прослои гипсов, а в других (западный борт Оршанской впадины, Припятский прогиб) появляются прослои каменной соли. Структура формации упорядоченная, груборитмичная. Она образована определенной вертикальной последовательностью пачек: нижняя — песчаная, средняя — сульфатно-доломито-мергельная, верхняя — доломито-мергельно-глинистая. Мощность формации в целом увеличивается с юго-запада на северо-восток и достигает в районе Орши 175 м. Изопахиты имеют преимущественно северо-западное простирание, лишь в Припятском прогибе их простирание субширотное и мощности увеличиваются в северо-западном направлении от 0 до 100 м. Местами в Оршанской впадине, на западе Припятского прогиба и на Жлобинской седловине в составе верхней и средней пачек выделяется самостоятельная рифогенная формация водорослевых биостромов витебского и наровского возраста. Она сложена доломитами и доломитизированными известняками, часто оолитовыми, с прослоями мергелей и песчаников. Основными породообразующими организмами являются сине-зеленые водоросли (катаграфии и строматолиты), реже харовые водоросли и остракоды. Постройки сине-зеленых водорослей представляют собой небольшие по мощности (от 10 до 50 см) биостромы и калиптры.

Терригенная пестроцветная формация объединяет отложения полоцкого (старооскольского) горизонта живетского яруса среднего девона и ланского (пашийского и кыновского) горизонта франского яруса верхнего девона. Она сложена песчаниками, глинами и алевролитами, встречаются прослои мергелей и доломитов. Формация распространена в Припятском прогибе, на Брагинско-Лоевской и Жлобинской седловинах, в Оршанской впадине, на Вилейском погребенном выступе и Латвийской седловине. Несогласно залегает на подстилающей сульфатно-карбонатно-терригенной формации, в ней прослеживается внутриформационный перерыв между старооскольскими и ланскими отложениями. Для формации характерна упорядоченная ритмичность: выделяются два ритма, в каждом из которых происходит изменение состава снизу вверх от песчаников до глин. В Припятском прогибе мощность формации увеличивается с юго-востока на северо-запад и достигает 200 м. К северу от прогиба мощность увеличивается к северо-востоку до 300 м и более.

Среднефранский структурный подэтаж выделяется в объеме одной формации.

Карбонатная морская сероцветная формация объединяет отложения саргаевского и семилукского горизонтов и представлена парагенезом мергелей, известняков и доломитов. Она распространена в Припятском прогибе, на Брагинско-Лоевской седловине и в восточной части Оршанской впадины. Сверху формация ограничена предречицким межформационным перерывом. Структура формации упорядоченная, груборитмичная: первая и третья пачки более глинистые, первая пачка содержит также прослои и линзы ангидритов, вторая и четвертая пачки сложены более чистыми карбонатными породами. Общая мощность формации до 90 м. В.А. Москвич и С.А. Кручек (1984) выделили эти отложения в качестве рифогенной формации зоогенных, биогермных и биостромных массивов на том основании, что они представлены органогенными известняками и вторичными доломитами, слагающими многочисленные и разнообразные по морфологии постройки — от элементарных (калиптры) и простых (биогермы и биостромы) до сложных (биогермные пласты, биостромные и биогермные массивы). Основными породообра-

зующими организмами здесь являются колониальные и одиночные кораллы, строматопораты, брахиоподы, моллюски, мшанки, криноидеи и сине-зеленые водоросли.

Формации эйфельско-среднефранского структурного этажа накопились в стадию ранней синеклизы в условиях спокойного слабо дифференцированного погружения и для них характерны небольшие мощности, слабая дифференциация по площади мощностей, литологии и фаций и изменение основных типов пород в вертикальном формационном ряду от терригенных к хемогенным и биогенным, что типично для мелководного трансгрессирующего шельфового морского бассейна платформы.

Верхнефранско-фаменский структурный этаж распространен, в основном, в Припятском прогибе и на Брагинско-Лоевской седловине, за их пределами отложения нижней части этажа развиты в пределах Еленецкого и Неговского блоков Жлобинской седловины и на востоке Оршанской впадины, а также в пределах Латвийской седловины. Нижняя граница этажа проводится по предворонежскому, а на востоке Припятского прогиба и на Брагинско-Лоевской седловине по предречицкому перерыву в осадконакоплении. Верхней границей этажа является перерыв, размыв и угловое несогласие на границе девонских и каменноугольных отложений. Этаж образует большую часть осадочного выполнения прогиба и седловины и является самым мощным и сложно построенным в платформенном чехле Беларуси, поскольку слагающие его терригенные, карбонатные, соленосные и вулканогенные формации накопились в рифтовую стадию развития, в связи с чем характеризуются большими мощностями, резкими изменениями мощностей, литологии и фаций. Исходя из особенностей строения разных секций этажа, формационного состава, перерывов и угловых несогласий, верхнефранско-фаменский структурный этаж подразделяется на речицко-евлановский, евлановско-петриковский, лебедянско-стрешинский и полесский структурные подэтажи.

Речицко-евлановский структурный подэтаж включает туффито-глинисто-мергельную пестроцветную, щелочно-ультраосновную—щелочно-базальтоидную трубок взрыва, сульфатно-карбонатную сероцветную и нижнюю часть щелочно-ультраосновной — щелочно-базальтоидной формаций.

Туффито-глинисто-мергельная пестроцветная формация выделяется в объеме речицкого горизонта и сложена глинами и мергелями с примесью туфового материала, с прослоями песчаников, алевролитов, глинистых известняков, доломитов и туффитов. Развита в восточной части Припятского прогиба и ее мощность увеличивается к востоку до 71 м, наращиваясь за счет низов разреза (Махнач, Корзун, Кручек и др., 1985). На Жлобинской седловине в кальдерах диатрем выделяется пачка озерных отложений речицкого возраста мощностью до 41 м, сложенных переслаиванием алевролитов, песчаников, глин и мергелей, переотложенных туфогенных пород с тонкими прослоями глинистых известняков, доломитов и горючих сланцев в верхней части (Кручек и др., 1996).

Щелочно-ультраосновная— щелочно-базальтоидная формация трубок взрыва развита в пределах Жлобинской седловины, на территории Северо-Припятского плеча и Гомельской структурной перемычки. Она образована ксенотуфобрекчиями, туфобрекчиями и автолитовыми брекчиями калиевых пикритов, пикритовых порфиритов, меланефелинитов, мелалейцититов и оливиновых мелалейцититов. Вулканогенная толща включает большое количество ксенолитов карбонатных пород саргаевско-семилукского возраста, раздробленных и переотложенных в вулканогенной массе при обрушении кровли и стенок диатрем. Они заполняют трубки взрыва размером в плане от первых сотен до тысячи метров. Трубки образовались в субаэральных условиях во время предречицкого перерыва в осадконакоплении и фиксируют первую, начальную фазу рифтогенеза. Они прорывают семилукские и подстилающие отложения и перекрыты озерными и морскими речицкими отложениями.

Сульфатно-карбонатная сероцветная формация выделяется в объеме воронежского и нижней части евлановского горизонта и образована парагенезом ангидритов, доломитов, известняков и мергелей. Верхняя, евлановская часть формации более глинистая, в ней встречаются аргиллиты, на юге Припятского прогиба — алевролиты и песчаники, а на северо-востоке отмечается значительное количество вулканогенного материала в виде примеси в нормально-осадочных породах, реже — прослоев туфов. Мощность формации увеличивается в восточном направлении и на востоке прогиба достигает 320 м. Помимо Припятского прогиба отложения формации развиты на востоке Оршанской впадины. Некоторые исследователи (Махнач. Москвич, Кручек и др., 1984; Москвич, Кручек, 1984) выделяют воронежско-евлановские подсолевые отложения в качестве рифогенной формации слоистых известняков с биостромами и органогенными банками, поскольку они содержат органогенные известняки и доломиты, которые сложены сине-зелеными водорослями, реже кораллами, брахиоподами, моллюсками, криноидеями и образуют органогенные постройки и банки мощностью до первых десятков метров.

Щелочно-ультраосновная — щелочно-базальтоидная формация образована производными средних и частично основных эффузивов субщелочного и щелочного ряда базальтоидного облика (Гоньшакова, Корзун, 1968; Корзун, 1970, 1974). Она распространена в северной части Брагинско-Лоевской седловины, в сопредельной северо-восточной части Припятского

грабена, на Гомельской структурной перемычке и сложена туфами, которым подчинены покровы и потоки лав, а также секущие тела жильных пород. Эффузивы и туфы представлены субщелочными и щелочными трахитами, трахибазальтами, нефелинитами, лейцитовыми нефелинами и щелочными меймечитами, жильные породы — сиенит-порфирами, лампрофирами группы сиенитов и щелочными гипербазитами.

В.П. Корзун (1977) полагает, что глубина генерации магмы, породившей эти вулканиты, по аналитическим расчетам составляет 300—400 км. Вулканиты северо-западной части Днепровско-Донецкого прогиба являются дифференциатами базальтоидной магмы, для которой родоначальной была, по-видимому, обогащенная оливином толеитовая магма, а она генерировалась на глубинах 100—150 км. Все это говорит о генетическом отличии щелочно-ультраосновной — щелочно-базальтоидной формации Припятского прогиба и Брагинско-Лоевской седловины от базальтовой и риолито-андезито-базальтовой формаций Днепровско-Донецкого прогиба. Формирование щелочно-ультраосновной — щелочно-базальтоидной формации связано, очевидно, с зоной пересечения глубинного древнего Лоевского разлома дорифейского заложения с рифтовыми разломами Припятско-Донецкого палеорифта.

Щелочно-ультраосновная — щелочно-базальтоидная формация состоит из двух толщ. Нижняя имеет евлановский, ливенский и домановичский возраст и в горизонтальном ряду сопряжена с верхней евлановской частью сульфатно-карбонатной и с галогенной галитовой формацией. Верхняя толща имеет елецкий, петриковский, лебедянский, оресский и стрешинский возраст и замещает верхнюю часть терригенно-сульфатно-карбонатной и галогенную калиеносно-галитовую формацию.

Мощность щелочно-ультраосновной — щелочно-базальтоидной формации составляет 0,1—0,9 км, а в вулканических постройках 1,5—2,7 км.

Евлановско-петриковский структурный подэтаж объединяет галогенную галитовую и терригенно-сульфатно-карбонатную формации (нижняя соленосная толща и межсолевые отложения).

Галогенная галитовая формация имеет евлановский возраст в нижней, ливенский — в верхней части и развита в пределах Припятского грабена и Хатецкого блока Северо-Припятского плеча. Формация образована чередованием пластов каменной соли и сульфатно-карбонатно-глинистых пород. Каменная соль средне- и крупнозернистая, изометрично-зернистая, в пределах верхнефранских соляных массивов и в приразломных зонах встречена каменная соль с флюидальной структурой. Соль преимущественно серых и бурых тонов, ее окраска обусловлена присутствием несоляных примесей. Мощность пластов соли изменяется от 1 до 10—15 м. Соленасыщенность разреза на большей части территории составляет 45—52 %, прослои калийных солей маломощны и развиты на ограниченной площади. Несоляные породы сульфатные, карбонатно-сульфатные, карбонатные, глинисто-карбонатные, терригенные, вулканокластические и вулканогенно-осадочные. Мощность пластов несоляных пород достигает 7—8 м. Соляные и несоляные породы образуют пачки мощностью соответственно до 40—60 и 20—25 м. Большинство из них выдержано по площади и служат литолого-геофизическими реперами. В формации выделяется восемь ритмопачек, каждая из которых сложена преимущественно сульфатно-глинисто-карбонатными породами в основании и соляными в верхней части. Соляные пласты в ритмопачках последовательно выклиниваются вниз и вверх по разрезу к периферии прогиба и соленосная литофация замещается терригенно-сульфатно-карбонатной толщей на северо-западе, глинисто-терригенной с прослоями известняков на юго-западе, песчано-алевритовыми породами на юге и образованиями нижней вулканогенной толщи щелочно-ультраосновной — щелочно-базальтоидной формации — на северо-востоке прогиба. По периферии мощность формации составляет 95—200 м, в соленосной литофации на юге и в центре прогиба мощность возрастает до 800—940, а в пределах верхнефранских соляных массивов до 1670 м. Мощности формации резко дифференцированы вследствие галокинеза, конседиментационных подвижек по разломам и размыва в кровле. По периферии верхнефранская соленосная формация несогласно перекрывает разновозрастные подстилающие отложения и также несогласно перекрыта покрывающими, при этом ее верхние и нижние ритмопачки последовательно выпадают из разреза (Ерошина, Высоцкий, 1975; Ерошина, Некрята, 1976; Ерошина, Авхимович, 1979).

Терригенно-сульфатно-карбонатная сероцветная формация объединяет межсолевые отложения Припятского прогиба в объеме домановичского, задонского, елецкого и петриковского горизонтов нижнего фамена и сложена ангидритами, доломитами, известняками, мергелями, с терригенными породами на юге и глинами в центре прогиба. Мощность формации уменьшается от 800—1100 м на юге и севере прогиба до 100—200 м в центре и полного отсутствия в зонах раздвиго-сбросовых дислокаций и размыва. Терригенно-сульфатно-карбонатная формация состоит из нескольких субформаций, которые образуют горизонтальный ряд: терригенно-карбонатная флишоидная на юге, глинисто-карбонатная доманикоидная в центре и рифогенная водорослево-биоритмитная на севере и западе региона. Они отличаются как парагенезами пород, так и мощностью.

Терригенно-карбонатная флишоидная субформация представлена переслаиванием песчаников, алевролитов, мергелей, известняков и доломитов. На юг к Украинскому щиту мощность субформации возрастает до 1100 м

и в ней появляются гравийные и валунные отложения. К северу вверх по восстанию Наровлянско-Ельской ступени терригенные отложения, а на востоке и вся межсолевая толща, выклиниваются.

Глинисто-карбонатная доманикоидная субформация развита в центральной части Припятского прогиба и представлена глинистыми и глинисто-битуминозными известняками, доломитами, мергелями и глинами с глубоководной фауной, участками окремненными. Ее мощность редко превышает 200—300 м.

Рифогенная водорослево-биоритмитная субформация представлена органогенными известняками и вторичными доломитами с подчиненными прослоями мергелей и ангидритов. Карбонатные породы сложены синезелеными водорослями, которые образуют строматолиты, онколиты и катаграфии, брахиоподами и багряными водорослями, местами присутствуют мшанки и строматопоры, образующие водорослевые постройки от биостромов и биогермов до рифоидных и рифовых массивов. Мощность субформации достигает многих сотен метров даже в пределах локальных поднятий.

Следует отметить, что вверх по разрезу терригенно-сульфатно-карбонатной формации возрастает содержание терригенного материала на юге прогиба, увеличивается содержание в разрезе и площадь распространения депрессионных отложений в центре и роль вулканогенного материала на северо-востоке, при этом верхняя елецко-петриковская часть формации здесь замещается низами верхней вулканогенной толщи.

Лебедянско-стрешинский структурный подэтаж слагает развитая лишь в пределах Припятского грабена галогенная калиеносно-галититовая формация лебедянского, оресского и стрешинского горизонтов, которая на северо-востоке замещается верхней частью щелочно-ультраосновной — щелочно-базальтоидной формации. Отложения подэтажа несогласно с размывом залегают на межсолевых и нижнесоленосных образованиях и с эрозионным и крупным угловым несогласием перекрыты надсолевыми отложениями.

Галогенная калиеносно-галитовая формация подразделяется на две субформации: нижнюю галитовую (лебедянский горизонт) и верхнюю калиеносно-галопелито-галитовую (оресский и стрешинский горизонты).

Галитовая субформация распространена почти на всей территории прогиба, за исключением его северо-западного и юго-западного районов, и сложена переслаиванием мощных (до 100 м и более) пластов каменной соли и относительно маломощных (до 50 м) пластов несоляных пород. Для нее характерна высокая чистота соли и повышенная соленасыщенность (61—98 %, средняя 80) и, как следствие, активное проявление галокинеза. Формация полициклическая и состоит из ряда ритмопачек. В их основании залегают сульфатные, карбонатные, глинистые, терригенные, вулканогенные породы, а также переходные литологические разности. Каменная соль разнозернистая, в основном среднезернистая, реже встречается каменная соль микро- и мелкозернистой и еще реже гигантозернистой структур. В ядрах соляных поднятий развиты структуры течения, возникающие при пластических деформациях: сплющенные, вытянутые в одном направлении кристаллы соли. К периферии последовательно сверху вниз соляные пласты выклиниваются и соленосная фация замещается несоляной: на северо-западе — доломито-ангидритовой, на севере — глинисто-карбонатно-сульфатной, на юго-западе — песчано-глинистой, на востоке — вулканогенной толщами. Мощность галитовой субформации изменяется в широких пределах как вследствие конседиментационных подвижек по разломам, так и в результате проявления галокинеза: в компенсационных синклиналях ее мощность измеряется десятками метров; из некоторых синклиналей она полностью отжата; в ядрах соляных поднятий ее мощность достигает 3240 м.

Частью галитовой субформации является брекчия кепрока, развитая в сводах соляных криптодиапиров (Первомайский, Речицкий, Тишковский, Осташковичский, Малодушинский, Притокский, Копаткевичский, Дудичский, Прудокский, Мозырский, Шестовичский, Анисимовский, Наровлянский, Ельский и др.). Она сложена обломками разной величины (в керне от 2—3 мм до 5—8 см) и формы известняков, реже доломитов, мергелей, иногда ангидритов, сцементированных глинисто-карбонатным материалом. Ее мощность достигает 216 м в сводах криптодиапиров, на их крыльях отложения отсутствуют. Она образована перемятыми в процессе галокинеза породами внутрисолевых прослоев галитовой субформации, сгруженными в сводах криптодиапиров в результате растворения соли, и может считаться самостоятельной суброзионной субформацией. Брекчия кепрока в сводах криптодиапиров перекрыта верхневизейскими, триасовыми, юрскими и палеогеновыми отложениями.

Калиеносно-галопелито-галитовая субформация (калиеносная толща) образована переслаиванием пластов каменной и калийных солей, галопелитов, мергелей, известняков, доломитов, алевролитов, песчаников. Мощность пластов соли относительно невелика (от 1 до 50 м), соленасыщенность разреза невысокая (50—70 %), соль загрязнена рассеянным сульфатно-карбонатным и глинистым материалом, поэтому галокинез в субформации не проявился и она находится в пластовом залегании. Отложения субформации отсутствуют по периферии и в сводах соляных криптодиапиров, достигают 2670 м в наиболее глубоких синклинальных зонах в результате послойных изменений и, в основном, вследствие размыва в кровле. Наиболее мощные и стратиграфически полные разрезы субформации развиты в синклинальных зонах северной части Припятского грабена, где ее верхи, по палинологическим данным (Авхимо-

вич, Кедо, 1982), относятся к старобинским слоям полесского горизонта. К периферии соленосная литофация субформации замещается несоляной: глинисто-мергельной на северо-западе, севере и северо-востоке; глинисто-песчаной на юго-западе и юге вследствие седиментационного выклинивания соляных пластов и их постседиментационного подземного выщелачивания. Образованные таким же образом несолевые аналоги калиеносно-галопелито-галитовой субформации развиты в ее кровле, обычно при стратиграфическом расчленении они включаются в состав надсолевых девонских отложений.

Полесский структурный подэтаж включает надсолевые девонские отложения в объеме карбонатно-терригенной сланценосной формации. Подэтаж с эрозионным и угловым несогласием перекрывает калиеносно-галопелито-галитовую субформацию, продукты ее выщелачивания и фациального замещения и несогласно перекрыт каменноугольными и более молодыми отложениями.

Карбонатно-терригенная сланценосная сероцветная формация представлена парагенезом горючих сланцев, гипсов, песчаников, алевролитов, доломитов, мергелей и глин. Гипсы приурочены к нижней части формации, сланцы — к верхней. Отложения формации отсутствуют в сводах криптодиапиров; в сводах диапироидов достигают десятков метров; 1600 м — в синклинальных зонах послойно и, в основном, вследствие многочисленных и разновозрастных размывов в кровле.

Каменноугольный структурный этаж с перерывом лежит на верхнедевонских отложениях и с резким стратиграфическим, эрозионным и угловым несогласием перекрыт нижнепермскими и мезозойскими отложениями. Отложения этажа распространены в пределах Припятского грабена и Брагинско-Лоевской седловины, при этом нижняя часть этажа наиболее широко развита в Туровской центриклинали, а верхняя — в северной части Брагинско-Лоевской седловины, на остальной территории они выполняют синклинальные зоны и выклиниваются на склонах валов, в основном, вследствие многочисленных размывов (Толстошеев, 1988). В составе каменноугольного этажа выделяются турнейско-нижневизейский, верхневизейско-серпуховский и среднекаменноугольный структурные подэтажи.

Турнейско-нижневизейский структурный подэтаж объединяет карбонатно-терригенную сероцветную и терригенную каолинитово-угленосную пестроцветную формации.

Карбонатно-терригенная сероцветная формация (малевский — низы кизеловского горизонта турне) наиболее широко среди каменноугольных формаций развита в пределах Припятского грабена и отсутствует на территории Брагинско-Лоевской седловины. Она сложена зеленовато-серыми, серыми и темно-серыми глинами, алевролитами, песчаниками, мергелями и содержит редкие прослои и линзы глинистых известняков. Мощность ее достигает 333 м.

Терригенная каолинитово-угленосная пестроцветная формация (малиновский надгоризонт и бобриковский горизонт визе) представлена чередованием прослоев розовато-светло-серых разнозернистых песков и песчаников и пестроцветных каолиновых глин, содержащих маломощные угольные пласты. Присутствуют прослои бокситов и давсонита. Мощность отложений формации до 400 м.

Верхневизейско-серпуховский структурный подэтаж распространен в отдельных синклинальных зонах прогиба и в северной части Брагинско-Лоевской седловины и выделяется в объеме одной формации.

Паралическая карбонатно-терригенная угленосная сероцветная формация сложена серыми и темно-серыми известняками и доломитами, мергелями, глинами, песками, песчаниками, алевролитами и содержит прослои углей. Мощность отложений формации до 186 м. Она несогласно перекрывает подстилающую терригенную каолинитово-угленосную формацию и более древние отложения и со стратиграфическим перерывом перекрыта башкирскими отложениями. Внутриформационный перерыв установлен на границе верхнего визе и серпуховского яруса.

Среднекаменноугольный структурный подэтаж объединяет две формации, развитые в осевых частях отдельных синклинальных зон прогиба и в северной части Брагинско-Лоевской седловины.

Паралическая карбонатно-терригенная угленосная пестроцветная формация в объеме башкирского яруса сложена белыми, зеленовато-серыми и пестроцветными, часто брекчированными известняками, пестроцветными и темно-серыми глинами, алевролитами, песчаниками и песками с прослоями углей. Известняки залегают, в основном, в нижней части разреза, верхняя, большая часть разреза сложена преимущественно терригенными породами. Мощность отложений формации до 216 м.

Карбонатно-терригенная пестроцветная формация (московский ярус) трансгрессивно перекрывает паралическую карбонатно-терригенную угленосную пестроцветную формацию, а на Брагинско-Лоевской седловине и более древние отложения, и сложена пестроцветными глинами, песками, песчаниками и алевролитами с редкими прослоями белых и светло-серых известняков в верхней части разреза. К формации условно отнесены палеонтологически не подтвержденные верхнекаменноугольные отложения осташковичской свиты (26 м). Мощность отложений формации до 367 м. Формация со стратиграфическим, эрозионным и угловым несогласием перекрыта нижнепермскими и триасовыми отложениями.

Нижнепермский структурный этаж со

стратиграфическим, эрозионным и угловым несогласием перекрывает каменноугольный и также несогласно перекрыт нижне-среднетриасовыми отложениями. Отложения этажа развиты в восточной части Брагинско-Лоевской седловины, куда они заходят из Днепровско-Донецкого прогиба. Здесь этаж представлен терригенно-сульфатно-карбонатной формацией (мощность до 53 м), сложенной известняками, доломитами, ангидритами, глинами, алевролитами и песчаниками. Спорадически в отдельных синклинальных зонах отложения нижнепермского этажа развиты в центральных районах Припятского прогиба, где представлены ***красноцветной галогенно-калиеносной песчано-ангидритово-глинистой формацией*** в объеме прудковской свиты мощностью 11—50 м. Это красно-бурые и кирпично-красные глины с прослоями алевролитов, песков и песчаников, с гнездами, прожилками и прослойками гипсов. Аномально мощный разрез нижнепермских отложений (1400 м) вскрыт скважинами в Свободской компенсационной мульде, прислоненной к северному крылу Мозырского соляного поднятия. Это красноцветная алеврито-песчано-глинистая толща прудковской и свободской свит, засолоненная в нижней части, с мощной (103—136 м) пачкой каменной соли, содержащей в основании калийные горизонты. Каменная соль бурая, рыжевато-бурая, с примесью песчаного, алевритового и глинистого материала. Калиеносные пласты представлены сильвинитами, карналлитами, содержат кизерит и бишофит.

Верхнепермский структурный этаж развит на небольшом участке в Подлясско-Брестской впадине, куда заходит ***терригенно-карбонатная формация*** верхней перми (цехштейн), мощностью до 35 м. Она сложена песчаниками, алевролитами, гравелитами и конгломератами в основании, известняками, доломитами и глинами — в верхней части.

Нижне-среднетриасовый структурный этаж распространен в Припятском прогибе, на Брагинско-Лоевской седловине и к северу от нее. Он залегает с размывом на подстилающих отложениях нижней перми, карбона, девона, более древних породах и перекрыт с перерывом образованиями киммерийско-альпийского комплекса. Этаж сложен пестроцветными и красноцветными породами, образующими ***молассоидную пестроцветную формацию*** мощностью до 1400 м, которая подразделяется на три субформации: пестроцветную песчано-глинистую, красноцветную терригенную и пестроцветную карбонатно-терригенную.

Пестроцветная песчано-глинистая субформация выделяется в объеме дудичской свиты индского яруса нижнего триаса и сложена красно-бурыми глинами с прослоями алевролитов, песков и песчаников. Мощность отложений субформации обычно составляет 10—20 м и только в единичных компенсационных синклиналях увеличивается до 320 м.

Красноцветная терригенная субформация включает отложения выступовичской и коренёвской свит индского яруса нижнего триаса и сложена песками и песчаниками с прослоями глин в выступовичской свите и прослоями галечников и конгломератов в северной и, особенно, в южной частях прогиба. Мощность отложений субформации 100—200 м, но в компенсационных синклиналях она возрастает до 900 м.

Пестроцветная карбонатно-терригенная субформация выделяется в объеме мозырской, калинковичской и наровлянской свит нижнего и среднего триаса и сложена пестроцветными глинами с прослоями мергелей и глинистых гравелитов. Отложения субформации отсутствуют по периферии и в сводах поднятий и достигают 530 м в прислоненных компенсационных синклиналях.

В Подлясско-Брестской впадине отложения этажа представлены ***терригенной пестроцветной формацией*** нижнего триаса мощностью до 50 м, сложенной песками, песчаниками, алевролитами и глинами.

КИММЕРИЙСКО-АЛЬПИЙСКИЙ СТРУКТУРНЫЙ КОМПЛЕКС

На Западно-Европейской молодой платформе чехол начинается с отложений цехштейна (верхней перми) и поэтому наиболее резкая граница между складчатыми образованиями фундамента и отложениями платформенного чехла — это подошва цехштейна (Гарецкий, 1972; Хаин, 1977 и др.). Поэтому многие исследователи (Тектоника Белоруссии, 1976; Тектоника запада..., 1990 и др.) с этого рубежа начинали киммерийско-альпийский структурный комплекс, перенося такое представление и на запад Восточно-Европейской платформы. Такой наиболее четкой границей на Урале, в Донбассе, на большей части Восточно-Европейской платформы является подошва отложений верхнего триаса — юры, которая и принимается за границу герцинского и киммерийско-альпийского комплексов. Этот раздел достаточно четко выделяется на Западно-Европейской молодой платформе, а также на западе Восточно-Европейского кратона. Отложения верхней перми — среднего триаса на западе Беларуси распространены на небольшой площади и поэтому для удобства изложения раздел между герцинским и киммерийско-альпийским структурными комплексами в данной работе принят единым на всей территории Беларуси — в подошве отложений верхнего триаса–юры.

Киммерийско-альпийский структурный комплекс представлен верхнетриасово-антропогеновыми отложениями и образован типичными кратонными формациями относительно небольшой мощности, с быстрой сменой парагенезов в вертикальном ряду и залеганием в виде плащеобразного слабодислоцированного покрова. В пределах всего региона комплекс подразде-

ляется на верхнетриасово-миоценовый и плиоценово-антропогеновый структурные этажи, разделенные предплиоценовым несогласием, которое является наиболее крупным рубежом кайнозоя.

Верхнетриасово-миоценовый структурный этаж образован комплексом терригенных и карбонатных формаций.

Сероцветная терригенная буроугольная формация выделяется в Припятско-Днепровской синеклизе на юго-востоке и в Датско-Польском прогибе на западе в объеме отложений верхнего триаса, нижней (?) и средней юры, включая низы келловейского яруса. Формация сложена серыми и темно-серыми глинами с прослоями алевролитов, песков, бурых углей. Их мощность достигает 160 м.

Сероцветная терригенно-карбонатная формация выделяется в объеме верхов келловейского яруса и оксфордского яруса и сложена известняками, мергелями, глинами. Мощность отложений формации достигает 85 м в Оршанской впадине, 150 — в Припятском прогибе и 38 м — в Подлясско-Брестской впадине.

Сероцветная терригенная формация выделяется в объеме нижнемеловых отложений (исключая породы альба) и развита на юго-востоке Припятского прогиба, на сопредельных участках Жлобинской седловины и Оршанской впадины. Она сложена песками, песчаниками, мощность которых доходит до 80 м.

Сероцветная терригенно-глауконитовая фосфоритоносная формация (альбский и сеноманский ярусы) сложена кварцево-глауконитовыми песками и песчаниками с фосфоритовыми конкрециями, с прослоями и включениями спонголитов, опок и мергелей. Мощность этих отложений достигает 50 м на юге, 15 — в центральных районах и 41 м — на северо-западе.

Формация писчего мела выделяется в объеме послесеноманских отложений верхнего мела и сложена мелоподобными известняками, мелом и мергелем. Мощность образований формации достигает 250 м.

Сероцветная терригенно-глауконитовая формация (палеоцен, эоцен и нижний олигоцен) развита в южной части региона и образована, в основном, опоковидными алевролитами, кварцевыми и кварцево-глауконитовыми (иногда фосфоритоносными) песками, мергелями, с прослоями опоковидных глин и алевритов, с фосфоритовыми конкрециями и гальками. Мощность отложений формации до 170 м.

Пестроцветная терригенная буроугольная формация (верхний олигоцен-миоцен) распространена в центральных и южных частях региона и сложена песками и глинами с прослоями бурых углей, мощность пород формации достигает 80 м.

По перерывам в осадконакоплении верхнетриасово-миоценовый структурный этаж может быть подразделен на ряд структурных подэтажей: верхнетриасово-юрский, неоком-аптский, альб-верхнемеловой и палеоцен-миоценовый.

Плиоцен-антропогеновый структурный этаж сложен маломощными озерными и аллювиальными отложениями плиоцена и, главным образом, ***обломочно-терригенной ледниковой формацией*** антропогена. Формация почти сплошным чехлом покрывает более древние породы и сложена глинами, песками, песчаниками с включениями гальки и валунов. Мощность отложений формации 100—200 м, в ложбинах ледникового выпахивания — до 300 м.

СОВРЕМЕННЫЕ СТРУКТУРНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ ЧЕХЛА

Современные структурные элементы чехла территории Беларуси наиболее рельефно выделяются на структурных поверхностях, характерных для различных возрастных структурных комплексов и этажей. Важнейшим тектоническим разделом плит является граница чехла и фундамента, которая характеризуется структурной картой подошвы чехла (поверхности фундамента). Вышележащие структурные поверхности дают возможность выявить основные особенности современной тектоники различных структурных подразделений чехла: нижнебайкальского, верхнебайкальского, каледонского, герцинского и киммерийско-альпийского. С этой целью были проанализированы структурные карты, составленные по подошве чехла, поверхностям дооршанских рифейских, волынских (венд), ордовикских, пярнуско-наровских (средний девон) отложений, песчаной пачки сеноман-туронских отложений Беларуси. Кроме того, для Припятского прогиба проведено тектоническое районирование поверхностей подсолевых, межсолевых и верхнесоленосных девонских отложений, так как эти поверхности лучше всего изучены сейсморазведкой и вскрыты многими скважинами, к тому же они отражают строение разных секций чехла, отличающихся стилем строения и степенью дислоцированности. Исключение составляют отложения готского структурного комплекса, которые распространены фрагментарно и структура которых практически не изучена. Ниже описаны современные структурные элементы чехла по всем выделенным структурным комплексам.

Исходными материалами для составления структурных карт чехла явились разрезы многочисленных скважин, пробуренных, в основном, ПО “Белгеология” и “Белоруснефть”, а также результаты геофизических, прежде всего сейсмических исследований, выполненных геофизическими службами.

ПОДЛЯССКО-БРЕСТСКАЯ ВПАДИНА

Подлясско-Брестская впадина расположена на территории Беларуси (Брестская впадина) и Польши

65. Зак. 5046

(Подлясская впадина). Под таким названием эта единая структура выделена С. Соколовским и Е. Зноско (Sokolowski, Znosko, 1958), Г.В. Зиновенко (1968). Это название получило общее признание и отражено в многочисленных публикациях, в том числе на картах (Тектоническая карта Белоруссии, 1974; South-West Border ..., 1988$_1$). В более ранней литературе структура известна и под другими названиями: Белорусско-Польская мульда (Шатский, 1937; Богомолов, 1946), Белорусско-Польская впадина (Горелик, 1946). В работах ряда исследователей характеризуется белорусская часть ее под названием Брестская впадина (Бондаренко, Хотько, 1961; Международная тектоническая карта Европы, 1964; Геология СССР. Т. III. Белорусская ССР, 1971 и др.) или Брестский прогиб (Тектоническая карта СССР, 1956), а польская часть — как Подлясская впадина (Pożaryski, 1957, 1963).

Подлясско-Брестская впадина простирается в субширотном направлении и имеет вид структурного залива, центриклинально замыкающегося на востоке и открывающегося к западу. На западе впадина примыкает к линии Тейссейра-Торнквиста, восточная ее граница проведена условно по изогипсе –0,5 км по поверхности фундамента. С севера и юга Подлясско-Брестская впадина ограничена разломами субширотного простирания: Свислочским и Северо-Ратновским. Первый разлом отделяет ее от Белорусской антеклизы на севере, а Северо-Ратновский — от Луковско-Ратновского горста на юге. Впадина вытянута на 350 км, ширина ее изменяется от 90 до 130 км. Поверхность фундамента в пределах впадины погружается в западном направлении до 9 км (Зноско, Кубицки, Рыка, 1972; Pożaryski, 1970; South-West Border ..., 198.

Геологическое строение белорусской части Подлясско-Брестской впадины в пятидесятые — начале шестидесятых годов изучалось в связи с проведением поисковых работ на уголь (трест "Волынскугольразведка", Западное геологическое управление), а также при выполнениии геологосъемочных работ экспедициями ПО "Белорусгеология". Бурением были вскрыты силурийские, нижнепалеозойские и верхнепротерозойские образования.

Основной этап в изучении Подлясско-Брестской впадины начинается с 1964 г., когда на территории белорусской ее части трест "Белнефтегазразведка" начал нефтепоисковые работы, включающие геологические и геофизические исследования. Вся территория была покрыта среднемасштабными съемками: гравиметрической, наземной магнитной и аэромагнитной, электрометрической (методами ВЭЗ и МТЗ). На значительной территории проведены региональные сейсмические исследования КМПВ, а в западной части, на границе с Польшей и на выявленных локальных структурах — детальные работы МОВ. На первом этапе нефтепоисковых работ пробурен ряд скважин (1К, 10К, 12К, 5К, 3К, 4К, 6К) вдоль субширотного регионального сейсмического профиля I—I. На следующих этапах структурно-поисковое бурение продолжалось на региональном профиле II—II, пересекшем восточную часть Подлясско-Брестской впадины в субмеридиональном на-

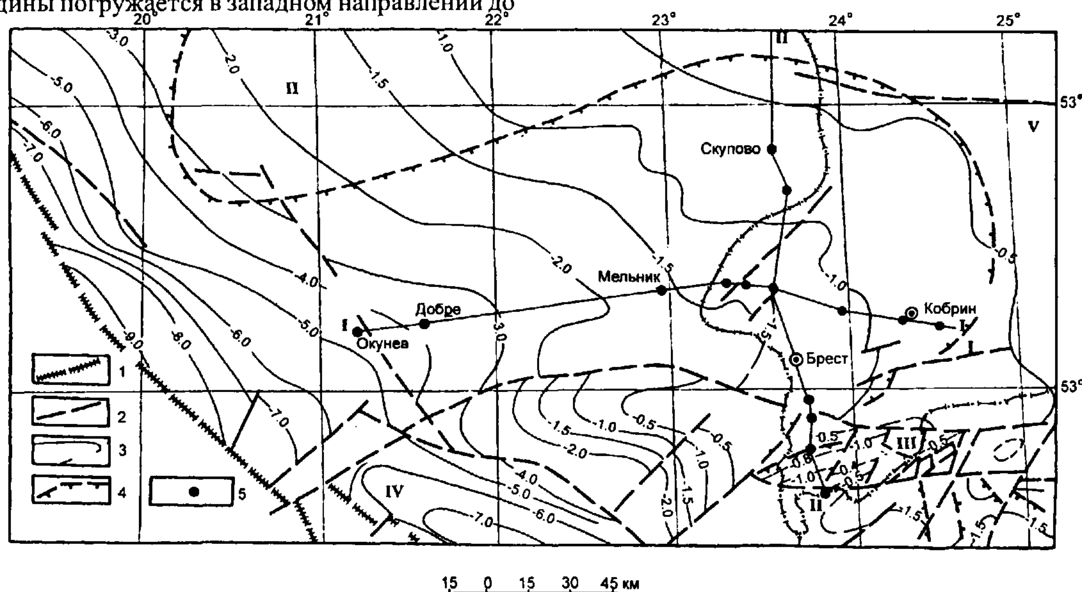


Рис. 9.33. Структурная карта поверхности кристаллического фундамента Подлясско-Брестской впадины (выкопировка с Tectonic Map ..., 1988).

1 — линия Тейссейра-Торнквиста, 2 — основные разломы, 3 — изогипсы поверхности фундамента, км, 4 — границы распространения кембрийских отложений, 5 — скважины. Структуры: I — Подлясско-Брестская впадина, II — Мазурский выступ Белорусской антеклизы, III — Луковско-Ратновский выступ, IV — Львовско-Люблинский прогиб, V — Полесская седловина.

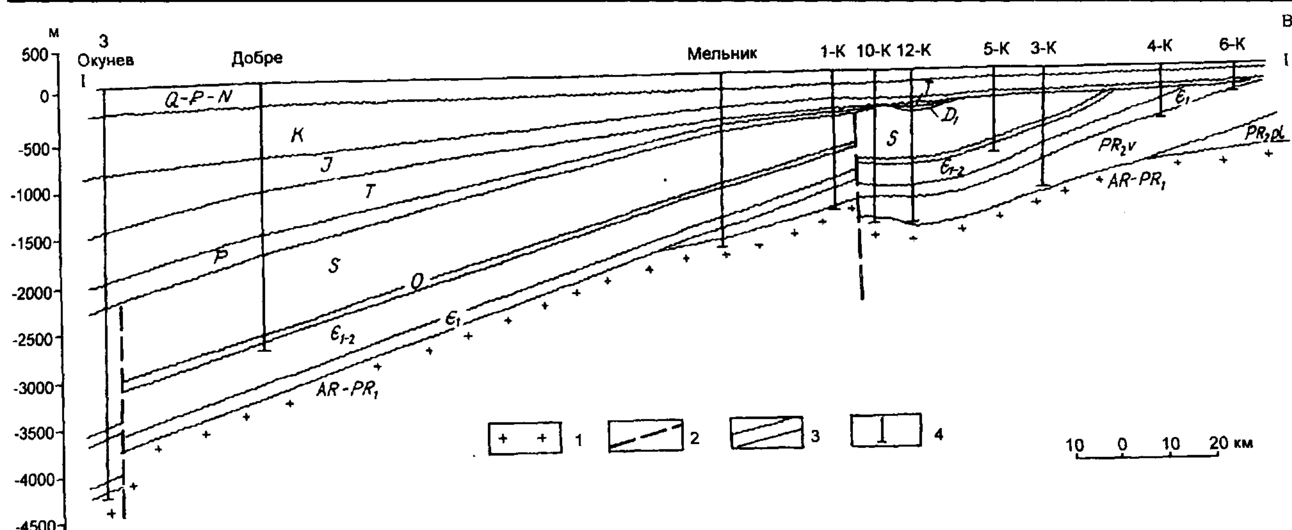


Рис. 9.34. Геологический разрез по простиранию Подлясско-Брестской впадины по профилю I—I. Составила Г.В. Зиновенко.

1 — породы кристаллического фундамента, 2 — разломы, 3 — геологические границы, 4 — скважины.

Рис. 9.35. Геологический разрез вкрест простирания Подлясско-Брестской впадины по профилю II—II. Составила Г.В. Зиновенко.

1 — породы кристаллического фундамента, 2 — разломы, 3 — геологические границы, 4 — скважины.

правлении, а также на локальных поднятиях, выявленных сейсморазведкой (рис. 9.33—9.35).

Впадина выполнена образованиями рифейского и вендского комплексов верхнего протерозоя, кембрия, ордовика, силура, девона, карбона, перми, триаса, юры, мела, палеогена, неогена, антропогена. В платформенном чехле впадины выделены следующие структурные комплексы: готский, нижнебайкальский, верхнебайкальский, каледонский, герцинский и киммерийско-альпийский.

Образования готского структурного комплекса вскрыты только в скв. Мельник и представлены диабазами мощностью 18 м. По аналогии с соседними районами можно предполагать здесь небольшую грабен-синклиналь, в которой сохранились породы этого комплекса в виде изолированных останцов.

Нижнебайкальский (рифей-ранневендский) структурный комплекс представлен красноцветной алеврито-песчаной формацией рифея, которая распространена в крайней восточной части впадины (в пределах Беларуси). Мощность отложений формации до 204 м.

Верхнебайкальский (поздневендско-раннекембрийский) структурный комплекс объединяет образования разного генезиса и вещественного состава. Вертикальный ряд формаций составляют континентальная гравелито-песчаная (горбашевский горизонт венда), трапповая (ратайчицкая свита), вулканомиктовая (лиозненская свита венда), морская песчано-глинистая (редкинский и котлинский горизонты венда, ровенский и лонтоваский горизонты кембрия) формации. Условия залегания верхнебайкальского структурного комплекса отражены на структурной карте по поверхности эффузивно-осадочной толщи ратайчицкой свиты венда (рис.

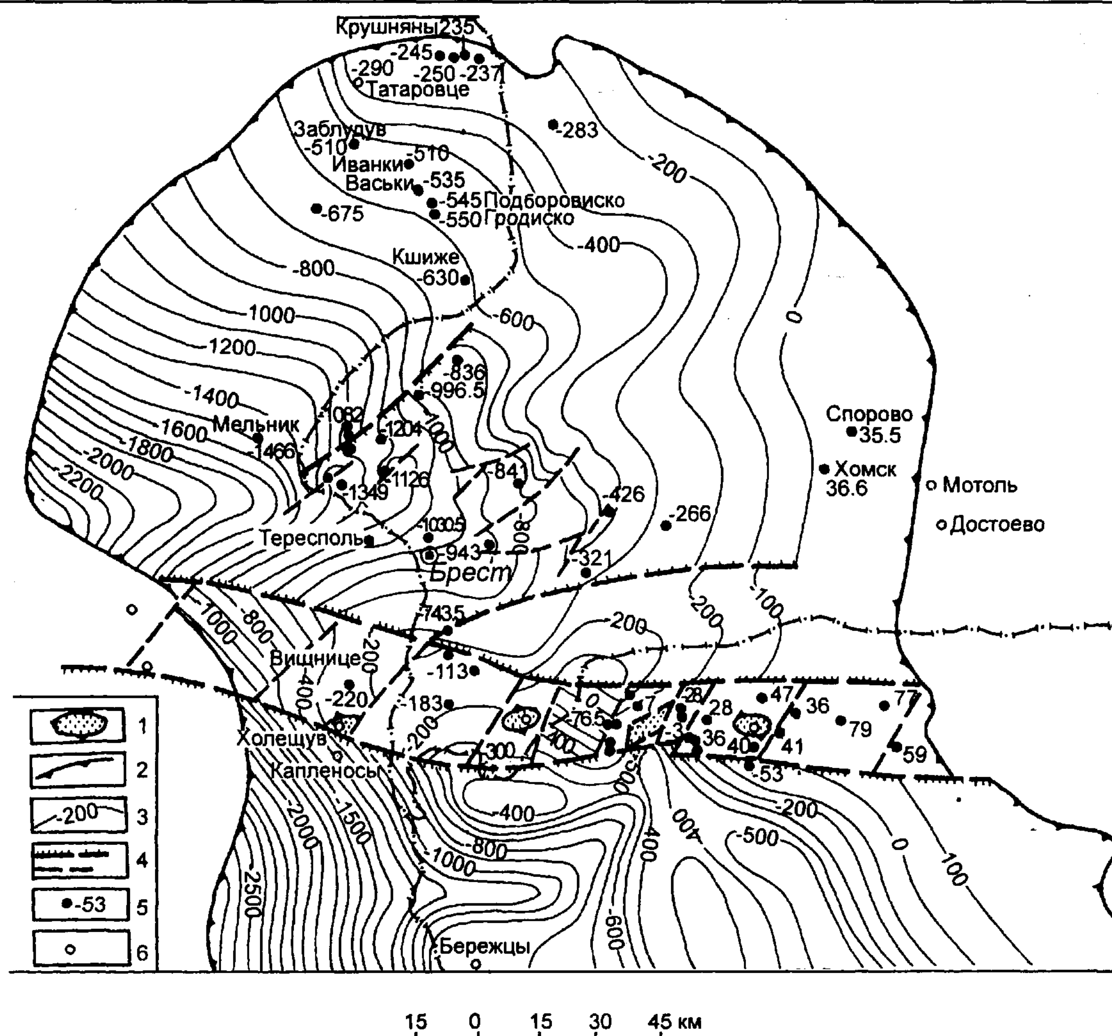


Рис. 9.36. Структурная карта поверхности эффузивно-осадочной толщи венда Подлясско-Брестской впадины и смежных районов. Составила Г.В. Зиновенко.

1 — площади отсутствия эффузивно-осадочной толщи внутри контура ее развития; 2 — контур распространения эффузивно-осадочной толщи; 3 — изолинии поверхности эффузивно-осадочной толщи; 4 — разломы: а) региональные, б) локальные; 5 — скважины, вскрывшие толщу, цифра — абсолютная отметка ее поверхности, м; 6 — скважины, в которых отсутствует эффузивно-осадочная толща.

9.36). Поверхность осложнена разломами и локальными поднятиями.

Каледонский структурный комплекс представлен морскими формациями кембрийского (постбалтийского), ордовикского, силурийского и раннедевонского (жединский век) возраста, которые образуют горизонтальные и вертикальные ряды на фоне развития от трансгрессивной к инундационной и регрессивной стадиям цикла (Зиновенко, 1986). Отложения комплекса в целом моноклинально погружаются в западном направлении, нарушены разломами северо-восточного направления, осложнены блоковыми и малоамплитудными локальными структурами (рис. 9.37).

Герцинский структурный комплекс объединяет формации каменноугольного (намюрский и вестфальский ярусы), позднепермского и раннетриасового возраста и развит, в основном, на территории Польши; в белорусской части впадины он развит ограниченно и его мощность относительно невелика.

Киммерийско-альпийский структурный комплекс объединяет отложения от верхнетриасовых до антропогеновых включительно и подразделяется на верхнетриасово-юрский, мел-палеоценовый и эоцен-антропогеновый этажи. Как показано на структурной карте, по поверхности кварцево-глауконитовых песков альба (рис. 9.38) отложения комплекса не осложнены разломами и в них не находят отражения локальные поднятия, развитые в подстилающих отложениях.

Современная структура Подлясско-Брестской впадины сформировалась на основных этапах, соответ-

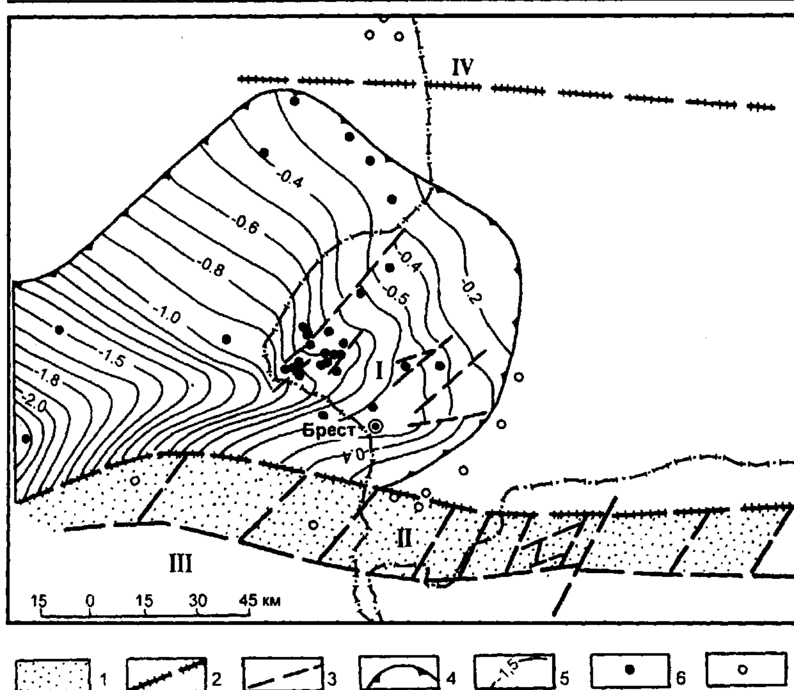


Рис. 9.37. Структурная карта поверхности ордовикских отложений Подлясско-Брестской впадины. Составила Г.В. Зиновенко.

1 — Луковско-Ратновский горст; 2 — разломы, ограничивающие Подлясско-Брестскую впадину; 3 — прочие разрывные нарушения; 4 — границы современного распространения ордовикских отложений; 5 — изогипсы поверхности ордовикских отложений, км; 6 — скважины, вскрывшие ордовикские отложения; 7 — скважины, в которых ордовикские отложения отсутствуют. Структуры: I — Подлясско-Брестская впадина, II — Луковско-Ратновский горст, III — Волынская моноклиналь, IV — Белорусская антеклиза.

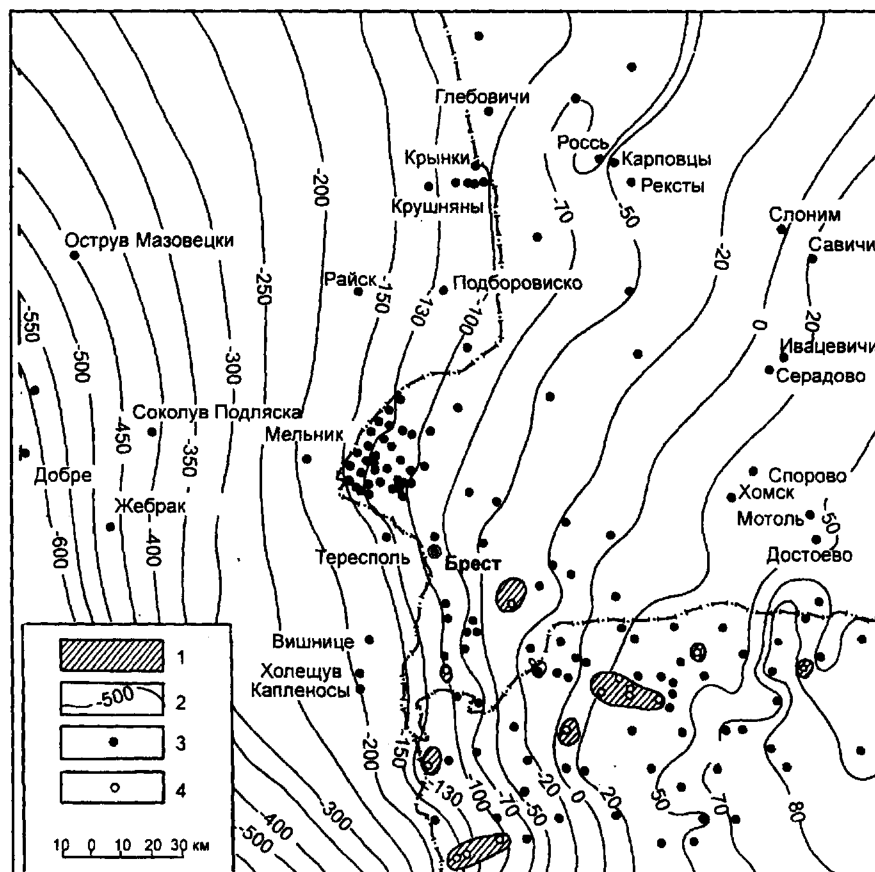


Рис. 9.38. Структурная карта поверхности кварцево-глауконитовых песков альба Подлясско-Брестской впадины и смежных районов. Составила Г.В. Зиновенко.

1 — площади отсутствия песков альба; 2 — изогипсы поверхности кварцево-глауконитовых песков альба, м; 3 — скважины, вскрывшие пески альба, цифра — абсолютная отметка их поверхности, м; 4 — скважины, в которых пески альба отсутствуют.

ствующих времени образования структурных комплексов, в результате наложения разновозрастных прогибов и впадин разного простирания, миграции их осевых частей, неоднократного возобновления тектонических движений вдоль разломов, сопровождавшихся вулканической деятельностью (Гарецкий, Зиновенко, 1976). Первой поверхностью, отражающей всю сложную историю тектонического развития Подлясско-Брестской впадины, является поверхность фундамента (см. рис. 9.33). В общем плане эта поверхность погружается в западном и юго-западном направлениях. На фоне такого моноклинального погружения вырисовываются структурные носы и локальные малоамплитудные поднятия. Строение поверхности фундамента осложнено разломами субширотного и северо-восточного направления (рис. 9.39). Субширотные разломы (Свислочский и Северо-Ратновский) ограничивают впадину с севера и юга (Зиновенко, 1974). Северный краевой разлом (Свислочский) выделен на основе интерпретации гравитационного и магнитного полей (Бондаренко, Хотько, 1961). Амплитуда разлома в пределах Беларуси изменяется от нескольких десятков на востоке до 100—150 м на западе. На территории Польши разлом не прослежен. С юга Подлясско-Брестская впадина ограничена Северо-Ратновским разломом, который выделен по данным геологической съемки, интерпретации гравиметрического и теллурического полей и данных сейсморазведки. Амплитуда Северо-Ратновского разлома изменяется по простиранию от нескольких десятков метров на крайнем востоке до 0,8—1,0 км и более на западе.

В пределах самой впадины геофизическими методами разведки выявлены разломы северо-восточного направления. Наиболее значительными по амплитуде и протяженности являются Высоковский и Дивинский разломы. Амплитуда Высоковского разлома по дан-

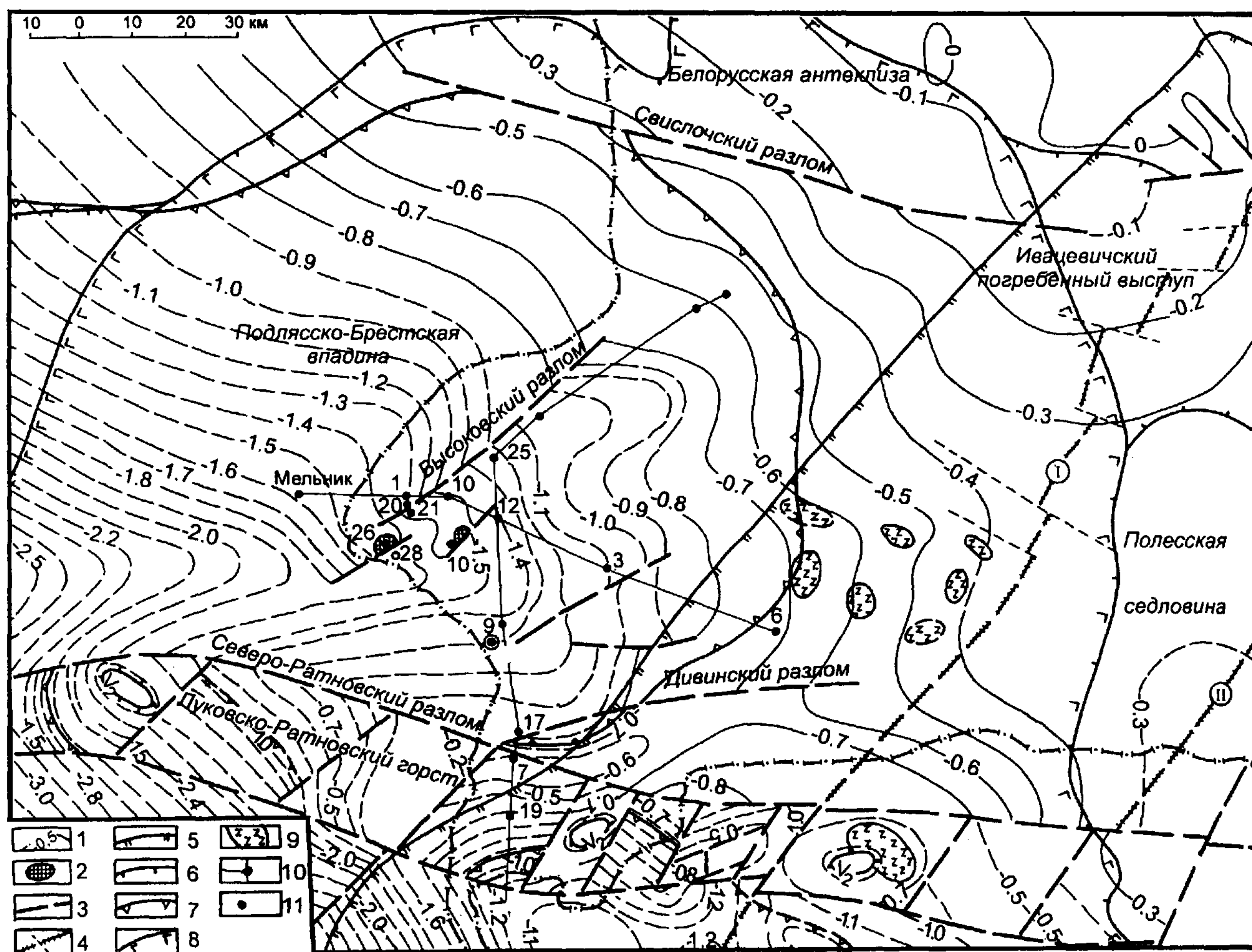


Рис. 9.39. Тектоническая карта восточной части Подлясско-Брестской впадины. Составила Г.В. Зиновенко.

1 — изогипсы поверхности фундамента, км; 2 — локальные структуры (Прибугская, Кустинская); 3—4 — разломы: 3 — проникающие в чехол, 4 — не проникающие в чехол (I—Выжевско-Минский, II—Стоходско-Могилевский); 5–8 — границы распространения отложений: 5 — нижнебайкальского структурного комплекса, 6 — верхнебайкальского структурного комплекса, 7 — каледонского структурного комплекса, 8 — трапповой формации венда; 9 — интрузии габбро-диабазов; 10 — линии геологических профилей; 11 — скважина и ее номер.

ным бурения составляет более 200 м. Дивинский разлом общей протяженностью около 87 км простирается в восток—северо-восточном направлении, амплитуда изменяется от нескольких десятков метров на востоке до 300 м на западе. Смещение поверхности фундамента вдоль Высоковского и Дивинского разломов привело к различному гипсометрическому уровню залегания поверхности фундамента на ограниченных ими участках (Высоковский структурный нос, Дивинская ступень).

Менее протяженными, кулисообразно расположенными по отношению к Высоковскому разлому являются Прибугский и Кустинский разломы, с которыми связано формирование локальных поднятий Подлясско-Брестской впадины. Протяженность Прибугского разлома примерно 22 км, амплитуда — 300 м (по данным скважин); Кустинского — 19 км, амплитуда не превышает 100 м. Помимо описанных выше разломов сейсморазведкой фиксируются менеее протяженные малоамплитудные сбросы, которым отводится второстепенная роль в современном структурном плане впадины по поверхности фундамента. По данным детальной аэромагнитной съемки в восточной части Подлясско-Брестской впадины и на Полесской седловине в фундаменте прослежены зоны древних глубинных разломов, которые продолжаются на территорию Украины и северовосточной Беларуси (Выжевско-Минская, Стоходско-Могилевская).

Разломы северо-восточного простирания прослеживаются во внутренней структуре дорифейского фундамента Подлясско-Брестской впадины. Их активное проявление приурочено к берестовецкому времени венда, когда на ее территории проявилась интенсивная вулканическая деятельность. С этими разломами связаны трещинные излияния лав основного, среднего и кислого состава. В результате активизации движений вдоль разломов северо-восточного направления в начале раннего девона поверхность фундамента и платформенный чехол, включая нижний девон, были разбиты на блоки. Блоковые движения подтверждены размывами нижнедевонских и силурийских отложений до разного стратиграфического уровня в пределах разных участков. Нижнедевонские отложения сохранились фрагментарно и приурочены к наиболее опущенным частям впадины (скважины 12К, 28К). Вдоль Высоковского разлома отмечен (Зиновенко, Верниковский, 1970) резкий перепад мощности силурийских отложений за счет размыва верхних их горизонтов — около 200 м мощности в приподнятом блоке (скв. 1К). В то же время фации отложений силура более глубоководные в приподнятом блоке, что свидетельствует о более значительном по сравнению с остальной частью впадины прогибании в силурийский период. Подъем и размыв отложений произошли в более позднее, раннедевонское время.

Разломы северо-восточного направления контролируют расположение структурных носов и малоамплитудных поднятий. Сейсмическими исследованиями выявлены и подтверждены бурением два локальных поднятия — Прибугское и Кустинское.

Прибугское поднятие отчетливо фиксируется по отражающим горизонтам в ордовике (кровля карбонатной толщи ордовика) и верхнем протерозое (кровля эффузивной толщи венда). В пределах поднятия ПО "Белгеология" и трестом "Союзбургаз" пробурено несколько десятков скважин, которые позволили уточнить структурные построения, выполненные по сейсмическим материалам. Вырисовывается брахиантиклиналь северо-восточного простирания, восточное крыло которой осложнено разломами взбросового характера суммарной амплитудой 300 м (рис. 9.40). Площадь поднятия в пределах замкнутой изогипсы –750 м (по отражающему горизонту в ордовике) составляет 14,5 км^2. Амплитуда поднятия 75 м. Изучение фаций и мощностей верхнепротерозойских и палеозойских отложений в пределах Прибугского поднятия дает основание предполагать, что к концу протерозоя уже существовало малоамплитудное (35 м) поднятие. Основной этап формирования локального поднятия конец силура — начало девона, когда возобновились тектонические движения вдоль разломов северо-восточного простирания. Дифференцированные тектонические движения на территории Подлясско-Брестской впадины в конце раннего девона сменились общим ее подъемом и размывом нижнепалеозойских и силурийских отложений. На своде Прибугского поднятия полностью отсутствуют отложения нижнего девона и значительная часть разреза верхнего силура.

Кустинское локальное поднятие — брахиантиклиналь, осложненная разломом северо-восточного на-

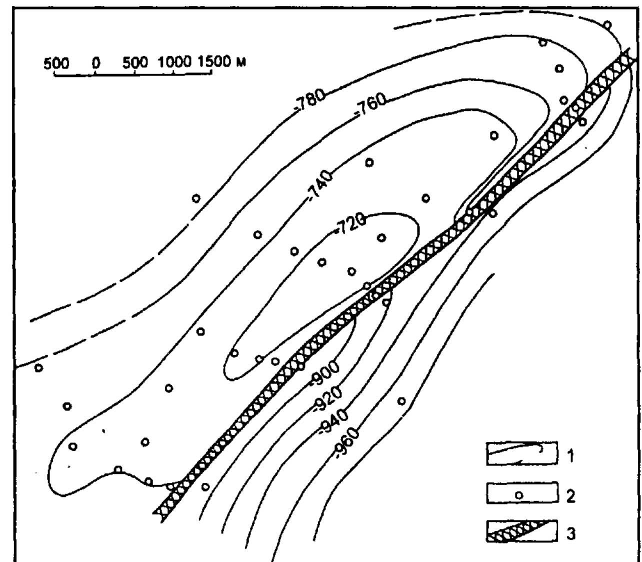


Рис. 9.40. Структурная карта Прибугского поднятия по кровле кембрийских отложений. Составила Г.В. Зиновенко.
1 — изогипсы кровли отложений орлинской свиты среднего кембрия, 2 — скважины, 3 — зона разлома.

правления, амплитудой около 100 м. Амплитуда поднятия по поверхности ордовикских отложений составляет 50—60 м. На структуре пробурено 7 скважин, вскрывших нижнекембрийские отложения и кристаллический фундамент. Анализ фаций и мощностей вскрытых отложений позволяет сделать вывод об интенсивном его росте в конце силура или в раннем девоне (отложения нижнего девона на поднятии не сохранились), когда на всей территории Подлясско-Брестской впадины проявились тектонические движения вдоль разломов северо-восточного направления. Силурийские отложения на Кустинском поднятии перекрыты образованиями юры, мела, кайнозоя. Судя по мощностям перекрывающих поднятие отложений, в мезозое и кайнозое юго-западное крыло поднятия прогибалось более интенсивно, и за счет этого произошло частичное расформирование структуры, ее выполаживание и превращение в моноклиналь.

Осложняющие строение поверхности фундамента разломы и локальные поднятия прослежены в отложениях верхнебайкальского и каледонского структурных комплексов. Амплитуды разломов вверх по разрезу уменьшаются. Отложения киммерийско-альпийского структурного комплекса разломами не затронуты, не нашли в нем отражения структурные носы и локальные поднятия, фиксируемые в нижележащих комплексах.

Таким образом, каждый из выделенных структурных комплексов характеризуется определенным набором формаций, типом дислокаций, различным проявлением тектонических движений, палеоструктурным планом. Их образование происходило в прогибах разного типа и простирания, которые формировались на западной окраине Восточно-Европейской платформы в течение длительной истории геологического развития от рифея до антропогена включительно. Но основной этап формирования Подлясско-Брестской впадины — каледонский. С ним связано максимальное погружение впадины и накопление мощной толщи осадочных пород с потенциально возможными нефтематеринскими и нефтевмещающими отложениями, образование локальных малоамплитудных структур. Тектонические движения вдоль разломов в течение каледонского этапа и особенно в заключительную его фазу, в основном, определили современную структуру впадины. Вышезалегающие отложения герцинского структурного комплекса имеют ограниченное распространение на территории Подлясско-Брестской впадины. Отдельные части впадины были вовлечены в погружение в связи с формированием новых структур (каменноугольное время) или же в ее пределах развивался мелководный внутриконтинентальный бассейн с амплитудой погружения в несколько десятков метров (раннепермское время). В герцинский этап развития проявились интенсивные движения вдоль разломов субширотного простирания и Подлясско-Брестская впадина приобрела современные ограничения.

Отложения верхнетриасово-антропогенового (киммерийско-альпийского) структурного комплекса сплошным чехлом покрывают территорию Подлясско-Брестской впадины и соседних структур. В пределах всей западной окраины Восточно-Европейской платформы продолжалось прогибание, усиливавшееся в западном направлении, и в результате тектонических движений этого этапа все нижележащие толщи были дополнительно наклонены к западу. Наряду с Подлясско-Брестской впадиной в погружение были вовлечены Белорусская антеклиза, Луковско-Ратновский горст и прилегающие районы Балтийской синклизы и Волынской моноклинали, поэтому в отложениях киммерийско-альпийского комплекса Подлясско-Брестская впадина в качестве самостоятельной структуры не выделяется.

ПОЛЕССКАЯ СЕДЛОВИНА

Полесская седловина соединяет Украинский щит с Белорусской антеклизой и разделяет Подлясско-Брестскую впадину и Припятский прогиб. Впервые она была выделена Ж.П. Хотько и Б.В. Бондаренко (1956) по геофизическим материалам. Под таким названием эта структура показана на Международной тектонической карте Европы (1964) и на Тектонической карте Белоруссии (1976), описана в "Геология СССР. Т. III. Белорусская ССР" (1971).

Полесская седловина ограничена разломами: на севере — Свислочским и Ляховичским, на юге — Северо-Ратновским (рис. 9.41). Восточная и западная границы седловины условно проводятся по изогипсе –0,5 км по поверхности фундамента. В этих пределах размер структуры составляет примерно 120 х 100 км. Поверхность фундамента в пределах седловины залегает на отметках от –0,2 до –0,5 км. Ограничивающие седловину разломы субширотного простирания прослеживаются со стороны Подлясско-Брестской впадины и Припятского прогиба и представляют собой краевые, затухающие по амплитуде части глубинных разломов.

Платформенный чехол Полесской седловины сложен рифейскими (полесская серия), вендскими и мезо-кайнозойскими отложениями (рис. 9.42, 9.43), входящими в состав трех основных структурных комплексов: нижнебайкальского, верхнебайкальского и киммерийско-альпийского.

На значительной территории седловины развит нижнебайкальский комплекс, сложенный мелкозернистыми песчаниками и крупнозернистыми алевролитами с маломощными прослоями глин. Мощность отложений комплекса до 448 м.

Верхнебайкальский комплекс на преобладающей площади его распространения включает волынскую серию венда и лишь на склонах седловины, обращенных в

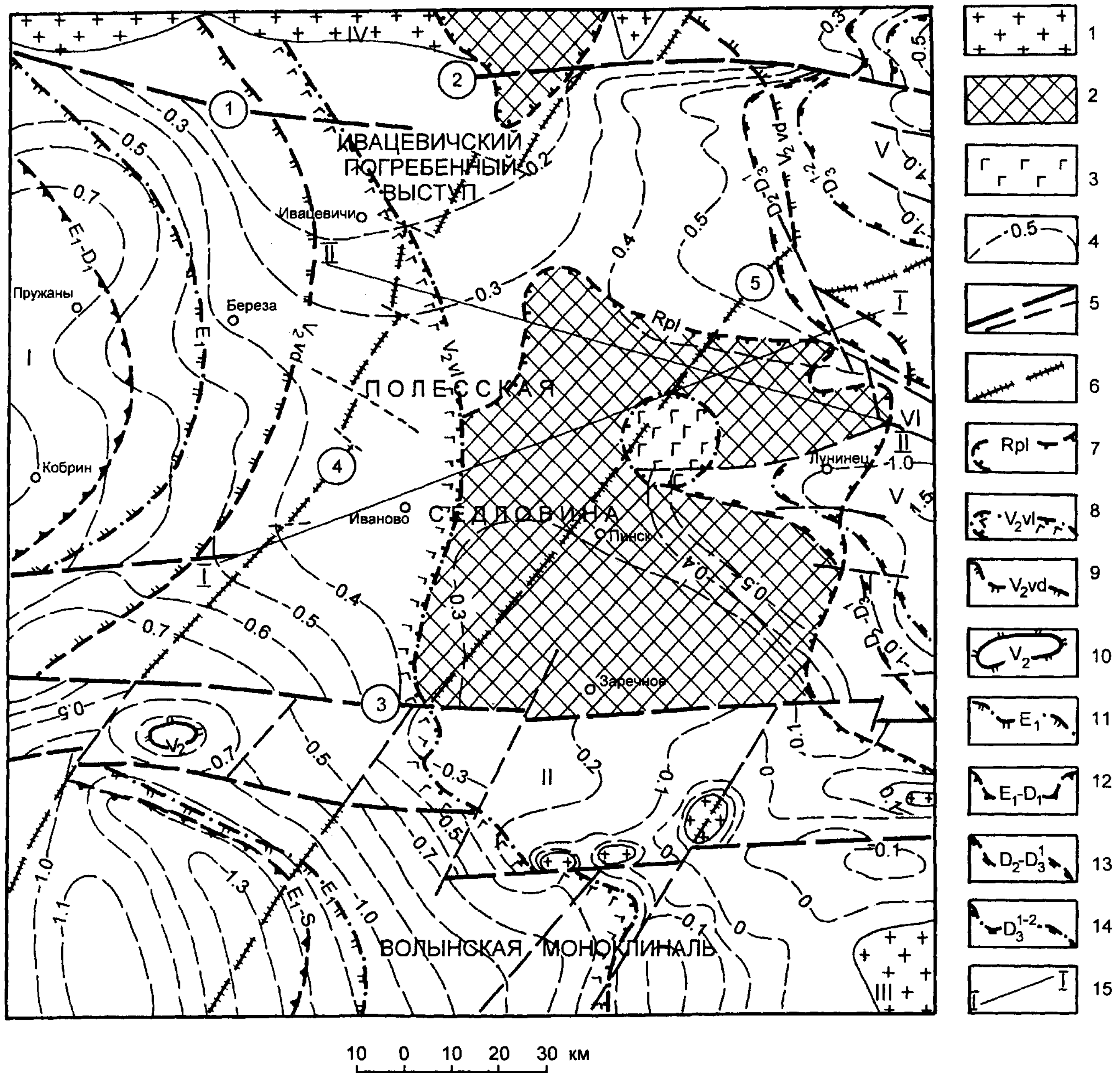


Рис. 9.41. Тектоническая карта Полесской седловины и прилегающих структур (выкопировка из тектонической карты Белоруссии (1974) с дополнениями Г.В. Зиновенко).

Выходы на домезозойскую поверхность: 1 — пород кристаллического фундамента; 2 —пород полесской серии рифея; 3 — площадь развития эффузивно-осадочной толщи венда; 4 — изогипсы поверхности кристаллического фундамента, км; 5—6 — разломы: 5 — проникающие в платформенный чехол, 6 — погребенные. Границы распространения: 7 — нижнебайкальского структурного комплекса; 8—10 — верхнебайкальского структурного комплекса: 8 — эффузивно-осадочной толщи волынской серии венда, 9 — валдайской серии венда, 10 — верхнего венда; 11 — кембрийских отложений, 12 — каледонского структурного комплекса; 13—14 — герцинского структурного комплекса: 13 — эмско (эйфельско)-среднефранского этажа, 14 — верхнефранско-фаменского структурного этажа; 15 — линии геологических профилей. Структуры: I — Подлясско-Брестская впадина, II — Луковско-Ратновский выступ, III — Украинский щит, IV — Белорусская антеклиза, V — Припятский прогиб, VI — Микашевичско-Житковичский выступ. Разломы (цифры в кружках): 1 — Свислочский, 2 — Ляховичский, 3 — Северо-Ратновский, 4 — Выжевско-Минский, 5 — Стоходско-Могилевский.

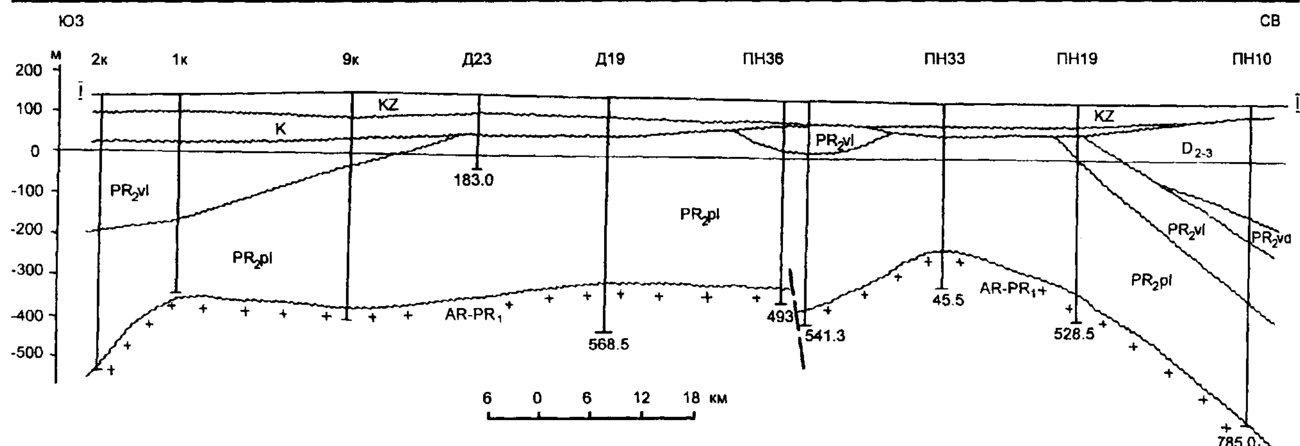


Рис. 9.42. Геологический разрез Полесской седловины по профилю I-I. Составила Г.В. Зиновенко. Условные обозначения на рис. 9.34. Скважины, пробуренные на кольцевом объекте (2К), Дрогичинском (Д19) и Пинском (ПН23) съемочных листах.

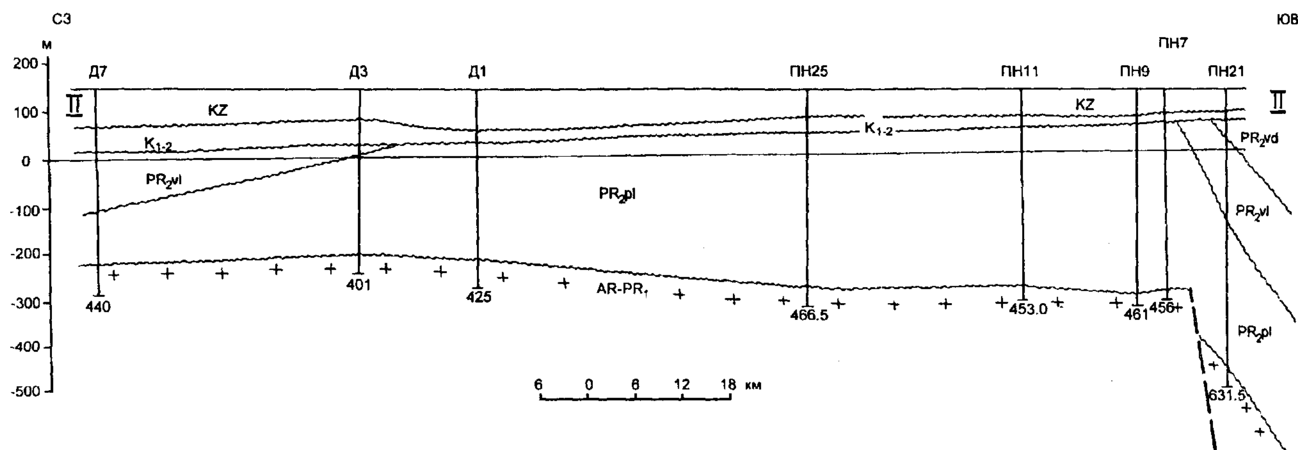


Рис. 9.43. Геологический разрез Полесской седловины по профилю II-II. Составила Г.В. Зиновенко. Условные обозначения на рис. 9.34.

сторону отрицательных структур, появляются в его составе отложения валдайской серии. Отложения волынской серии представлены, в основном, ратайчицкой свитой, на склонах структуры появляются породы лиозненской свиты. Мощность образований волынской серии достигает 230 м. Отложения валдайской серии представлены алевролитами, аргиллитами, песчаниками с прослоями гравелитов и микалитов. Мощность отложений изменяется в пределах 1—66 м, а при переходе в Припятский прогиб (скв. ПН-16) достигает 129 м.

Киммерийско-альпийский структурный комплекс включает отложения мела (альбский, сеноманский, туронский и сантонский ярусы), палеогена, неогена и антропогена. Мощность комплекса достигает 144 м, но, в основном, не превышает 100 м. Отложения структурного комплекса залегают почти горизонтально. Абсолютные отметки залегания поверхности меловых отложений 70—100 м выше уровня моря.

Несколько более значительны перепады глубин залегания вендских отложений. На преобладающей площади Полесской седловины они изменяются (в абс. отм.) от +1 до +81,8 м, а в сторону Припятского прогиба понижаются до – 138,8 м (скв. Пн-10), –187,3 (скв. Пн-16) и до -335,2 м (скв. Пн-26). Аналогичны условия залегания рифейских отложений. На значительной территории их поверхность залегает на отметках от 0 до +83 м, а в сторону Припятского прогиба понижается до –464 м (скв. Пн-16) и – 575 м (скв. Пн-26). Погружение поверхности рифейских отложений происходит и в сторону Подлясско-Брестской впадины до отметок -190 м (скв. 2К) и -278 м (скв. 3К).

Строение поверхности рифейских и вендских отложений осложнено субширотными разломами, ограничивающими седловину, а также разломами субширотного простирания на продолжении Микашевичско-Житковичского выступа. Полесскую седловину пересекают зоны глубинных разломов, не проявляющихся в платформенном чехле — Выжевско-Минская и Стоходско-Могилевская.

ПРИПЯТСКИЙ ПРОГИБ

Припятский прогиб расположен между Белорусской и Воронежской антеклизами и разделяющей их Жлобинской седловиной на севере и Украинским щитом на юге и включает Припятский грабен (палеорифт) и Северо-Припятское плечо. Он протягивается в запад—северо-западном, близком к широтному, направлении на 280 км и имеет ширину до 150 км. От Украинского щита прогиб отделен Южно-Припятским краевым разломом, представляющим собой зону сбросов общей амплитудой по поверхности фундамента до 2—4 км. Северной границей прогиба на западе и грабена на востоке является Северо-Припятский краевой разлом, состоящий из серии кулисообразно подставляющих друг друга разрывов типа сбросов с суммарной амплитудой до 2—3,5 км. На востоке северной границей Припятского прогиба служат Жлобинский и Малиновско-Глазовский разломы, отделяющие Северо-Припятское плечо от Жлобинской седловины. Полесская седловина отделяет Припятский прогиб от Подлясско-Брестской впадины на западе, а Брагинско-Лоевская седловина — от Днепровско-Донецкого прогиба на востоке.

Достаточно полное представление о современном строении Припятского прогиба дают прилагаемые структурные карты по маркирующим горизонтам: поверхностям фундамента, межсолевых и верхнесоленосных, подошве триасовых отложений. Эти мелкомасштабные карты отражают лишь особенности региональной структуры, многие мелкие детали, особенно блоковой структуры поверхности фундамента и подсолевых отложений, на них не показаны. Карты по верхнему горизонту составлены, в основном, по данным бурения, по остальным горизонтам — по материалам бурения, сейсморазведки, электроразведки, гравиразведки и магнитометрии, выполненным геологическими и геофизическими организациями объединений "Белгеология" и "Белоруснефть".

Принципиальная основа современного тектонического районирования Припятского прогиба была заложена в результате обобщения геолого-геофизических данных во второй половине 60-х годов (Горелик, Айзберг, Синичка и др., 1968), а широко использовавшаяся долгое время тектоническая модель разработана в начале 70-х годов (Тектоника Белоруссии, 1976). Районирование базировалось на анализе современной структуры поверхности фундамента и основных структурных поверхностей платформенного чехла. Внутри палеорифта по поверхностям фундамента, подсолевых и межсолевых отложений была выделена система тектонических ступеней и приосевых выступов, разделенных субширотными разломами, наклоненными к его оси, которые контролируют размещение зон приразломных поднятий и валов, представляющих собой промышленные и потенциальные зоны нефтенакопления. По особенностям стиля тектонических деформаций подсолевых, межсолевых и надсолевых отложений выделены три структурные зоны: Северная, Центральная и Южная.

Результаты глубинного сейсмического зондирования (Гарецкий, Клушин, 1987; Айзберг, Гарецкий, Клушин и др., 1988) в целом подтвердили данную концепцию тектонического районирования и в то же время дали принципиально новые материалы о глубинном строении палеорифта и связи с ним структуры чехла; в частности, они доказали листрический характер краевых и некоторых внутренних разломов палеорифта и позволили подразделить разломы по глубине проникновения на мантийные и коровые. Это дало возможность по-новому определить ранг и соподчиненность разломов и ограничиваемых ими структур и уточнить схему тектонического районирования Припятского прогиба. Этот вариант схемы тектонического районирования принят в данной работе.

По материалам глубинного сейсмического зондирования была выделена Припятская область рифтогенеза, которая определяется как зона развития листрического раскалывания, охватывающего не только Припятский грабен, но и непосредственно примыкающие к нему районы Украинского щита и Белорусской антеклизы, которые образуют его плечи. Припятский грабен (собственно палеорифт в узком смысле) отделен Северо-Припятским и Южно-Припятским суперрегиональными мантийными листрическими разломами от расположенных к северу и югу плеч. Северо-Припятское плечо включает полосу шириной 35—40 км на южных склонах Белорусской антеклизы и на Жлобинской седловине, от которых отделяется Жлобинским и Малиновско-Глазовским разломами мантийного заложения. В пределах Северо-Припятского плеча развиты дорифтовые рифейские, вендские, нижне- и среднедевонские, нижнефранские и синрифтовые верхнефранские, нижнефаменские межсолевые и верхнефаменские надсолевые отложения, разбитые разломами на ступени и перекрытые породами триаса и юры, поэтому Северо-Припятское плечо включается в состав Припятского прогиба. Южно-Припятское плечо охватывает узкую, шириной около 40 км, зону Украинского щита, в том числе и Овручскую грабен-синклиналь, и ограничено с юга краевым мантийным листрическим разломом, по которому не происходило заметного опускания блоков земной коры. Поэтому в пределах Южно-Припятского плеча нет синрифтовых отложений, четвертичные осадки залегают на породах фундамента и квазиплатформенного чехла Овручской грабен-синклинали, Южно-Припятское плечо не включается в состав Припятского прогиба.

По данной схеме тектонического районирования (рис. 9.44) в пределах Припятского палеориф-

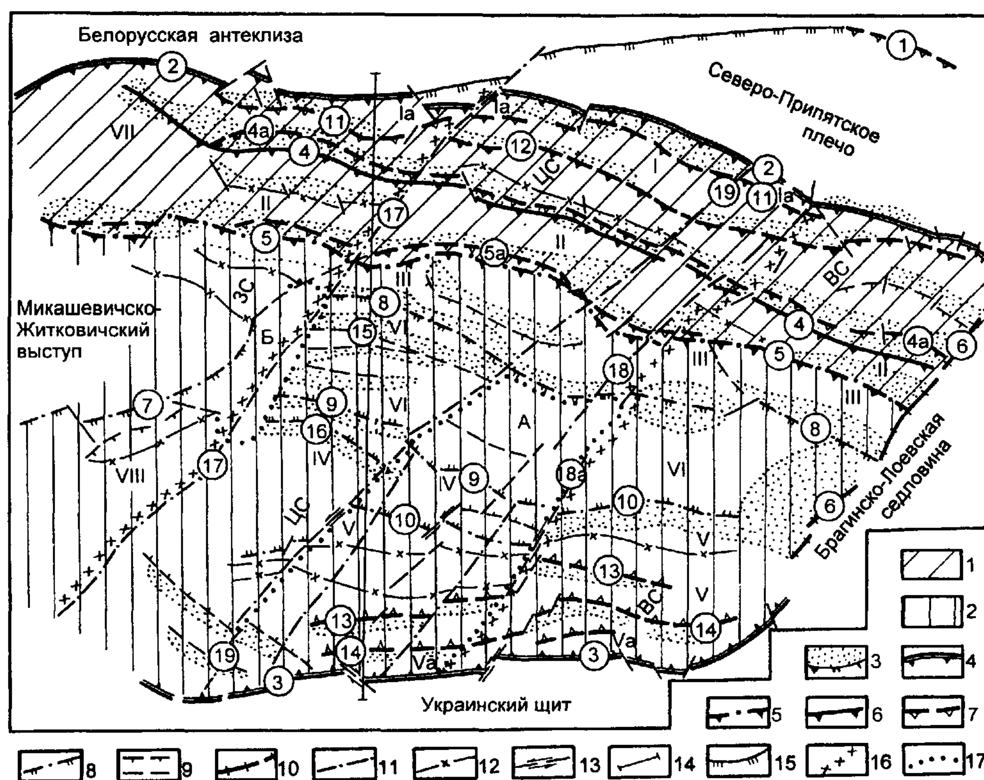


Рис. 9.44. Схема тектонического районирования поверхности фундамента и подсолевого комплекса Припятского прогиба. Составили Р.Е. Айзберг, Р.Г. Гарецкий, С.В. Клушин, А.М. Синичка, З.Л. Познякевич.

Продольные тектонические элементы — структуры второго порядка: 1 — Северная зона ступеней; 2 — Внутренний грабен; структуры третьего порядка: I — Речицко-Шатилковская, II — Червонослободско-Малодушинская, III — Заречинско-Великоборская, IV — Шестовичско-Сколодинская, V — Наровлянско-Ельская тектонические ступени, VI — Петриковско-Хобнинская зона осевых погруженных выступов и периклиналей, VII — Старобинская, VIII — Туровская депрессии; 3 — структуры четвертого порядка — зоны линейных приразломных поднятий; внепорядковые структуры: Ia — Северная зона бортовых уступов, Va — Южная зона бортовых уступов; поперечные тектонические элементы: ЗС — Западный сегмент, ЦС — Центральный сегмент, ВС — Восточный сегмент; зоны мозаичных поднятий: А — Дубровско-Валавская, Б — Примикашевичская; разломы листрические мантийного заложения: 4 — суперрегиональные, 5 — региональные, 6 — субрегиональные, 7 — листрические, сопутствующие основным мантийным; листрические кóровые: 8 — субрегиональные; 9 — прочие; 10 — глубинный разлом, ограничивающий Припятский грабен на востоке; 11 — разломы доплатформенные, отражающиеся флексурно-разломными зонами чехла и ограничивающие поперечные сегменты и структуры; кинематические типы разломов: 12 — согласные сбросы; 13 — сдвиги; 14 — линия профиля ГСЗ-ОГТ; условные границы: 15 — Припятского прогиба; 16 — поперечных сегментов; 17 — поперечных мозаичных поднятий Припятского прогиба; разломы (цифры в кружках): 1 — Жлобинский, 2 — Северо-Припятский, 3 — Южно-Припятский, 4 — Речицко-Вишанский основной, 4а — Речицко-Вишанский сопутствующий, 5 — Червонослободско-Малодушинский основной, 5а — Червонослободско-Малодушинский сопутствующий, 6 — Лоевский, 7 — Микашевичский, 8 — Азерецко-Великоборский, 9 — Шестовичско-Гостовский, 10 — Буйновичско-Наровлянский, 11 — Глусско-Березинский, 12 — Оземлинско-Первомайский, 13 — Дубровско-Ельский, 14 — Выступовичский, 15 — Копаткевичский, 16 — Сколодинский, 17 — Малынско-Туровский, 18 — Первомайско-Заозерный основной, 18а — Первомайско-Заозеырный сопутствующий, 19 — Пержанско-Симоновичский.

та, ограниченного с севера и юга от плеч Северо-Припятским и Южно-Припятским краевыми листрическими разломами мантийного заложения, выделяются две структуры второго порядка: Северная зона ступеней и Внутренний грабен, разделенные Червонослободско-Малодушинским разломом мантийного заложения. В свою очередь, эти тектонические элементы подразделяются субрегиональными разломами мантийного заложения в Северной зоне и корового во Внутреннем грабене на структуры третьего порядка (тектонические ступени и др.).

В пределах Северной зоны ступеней Речицко-Вишанский разлом мантийного заложения разграничивает Речицко-Шатилковскую и Червонослободско-Малодушинскую ступени с северным наклоном поверхности фундамента, подсолевых и межсолевых отложений в их пределах. На западе они замыкаются Старобинской центриклинальной депрессией.

Речицко-Шатилковская ступень на севере ограничена Северо-Припятским мантийным листрическим разломом, на юге — Речицко-Вишанским разломом того же типа. К югу от Северо-Припятского краевого разлома параллельно протягивается сопутствующий ему Глусско-Березинский коровый разлом. Между ними выделяется внепорядковая структура — Северная зона бортовых уступов, осложняющая северную часть Речицко-Шатилковской ступени и образующая зону приразломных поднятий. С юга Речицко-Шатилковская ступень ограничена сложным уступом, который включает малоамплитудный Речицко-Вишанский мантийный листрический разлом на юге и сопутствующий ему высокоамплитудный коровый листрический разлом-спутник на севере. Примыкающая к ним южная поднятая часть ступени образует Борисовско-Дроздовскую и Речицко-Вишанскую зоны приразломных поднятий, которые выделяются как структуры четвертого порядка. Малоамплитудный Оземлинско-Первомайский разлом, сопутствующий Речицко-Вишанскому разлому мантийного заложения, осложняет строение центральной части Речицко-Шатилковской ступени и контролирует размещение линейных зон приразломных поднятий (см. рис. 9.44; рис. 9.45, 9.46).

Принципиально сходное строение с Речицко-Шатилковской тектонической ступенью имеет Червонослободско-Малодушинская ступень. С юга она ограничена одноименным высокоамплитудным (до 2—3 км) листрическим мантийным разломом, отделяющим Внутренний грабен от Северной зоны ступеней. С основным Червонослободско-Малодушинским разломом в нижней части земной коры сопряжен расположенный севернее малоамплитудный разлом-спутник. В южной приподнятой части ступени, примыкающий к основному мантийному Червонослободско-Малодушинскому разлому, расположены зоны приразломных поднятий. На моноклинальном склоне ступени намечаются малоамплитудные разломы-спутники, которые аналогичны Оземлинско-Первомайскому, осложняющему Речицко-Шатилковскую ступень.

Внутренний грабен характеризуется особенно сложным строением, поскольку здесь четко проявляется не только продольная, но и поперечная структурная зональность. Азерецко-Великоборский, Шестовичско-Гостовский листрические разломы корового заложения и восточная часть Буйновичско-Наровлянского разлома того же типа отделяют Петриковско-Хобнинскую зону осевых погруженных выступов и их периклиналей от сопредельных с севера и юга тектонических ступеней. Зона протягивается от Микашевичско-Житковичского выступа на западе (отделяясь от него Примикашевичской поперечной зоной) до Брагинско-Лоевской седловины на востоке. Она отличается наибольшей нарушенностью разрывами. К этой зоне приурочена продольная ось Припятского прогиба, к северу от которой все блоки имеют региональный северный наклон, а к югу — южный. Поперечными сдвигами продольная ось разделена на отдельные звенья. В общем все структуры рассматриваемой зоны погружены с востока и запада навстречу друг другу. Продольные линейные и изометричные полуовальные структуры типа выступов, структурных носов развиты на более приподнятых восточных и западных участках. Центральный участок зоны, входящий в Валавско-Хатецкую поперечную полосу прогибания, не имеет сколько-нибудь заметно выраженной структурной зональности, которая, очевидно, разрушена движениями по нарушениям северо-восточного простирания.

Между коровым Азерецко-Великоборским и мантийным Червонослободско-Малодушинским листрическими разломами в северной части Внутреннего грабена обособлена Заречинско-Великоборская ступень.

В южной части Внутреннего грабена субпараллельно Южно-Припятскому основному мантийному разлому проходят два сопутствующих разлома мантийного типа (Выступовичский и Дубровско-Ельский) и два разлома корового типа (Буйновичско-Наровлянский и Шестовичско-Гостовский). Все эти листрические разломы характеризуются наклоном их криволинейных плоскостей к центру прогиба. Буйновичско-Наровлянский разлом, отдельные звенья которого смещены поперечными субмеридиональными сдвигами, ограничивает с севера Наровлянско-Ельскую ступень. Отложения в пределах ступени погружаются на юг и только в южной части между Южно-Припятским краевым и сопутствующим Выступовичским разломами отложения ступенчато воздымаются на юг. Здесь выделяется в качестве внепорядковой структуры Южная зона бортовых уступов.

Малоамплитудный (100—200 м) Дубровско-Ельский разлом-спутник мантийного заложения осложняет центральную часть Наровлянско-Ельской ступени и контролирует зону приразломных поднятий. В связи с четко выраженным влиянием поперечной структурной зональности продольные зоны поднятий Наровлянско-Ельской ступени смещены по простиранию поперечными разрывами, а местами локальные поднятия развиты мозаично.

Между западными частями Наровлянско-Ельской ступени и зоны погруженных выступов и их периклиналей расположена Шестовичско-Сколодинская ступень, восточной границей которой является поперечный Пержанско-Симоновичский доплатформенный разлом, слабо отраженный в платформенном чехле флексурно-разрывной зоной.

Шестовичско-Сколодинская и Ельско-Наровлянская ступени на западе замыкаются Туровской центриклинальной депрессией.

Северо-Припятское плечо расположено к севе-

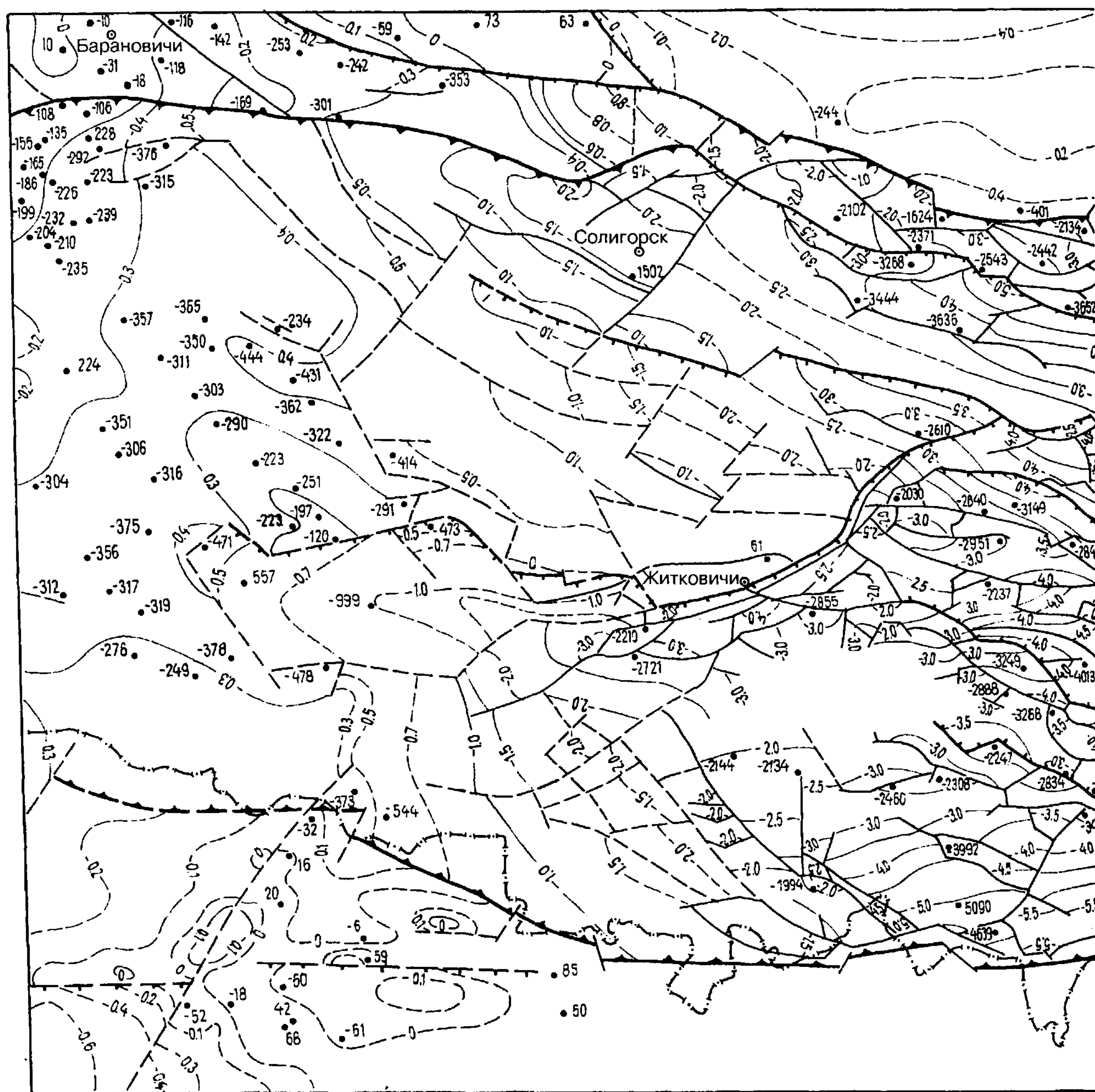
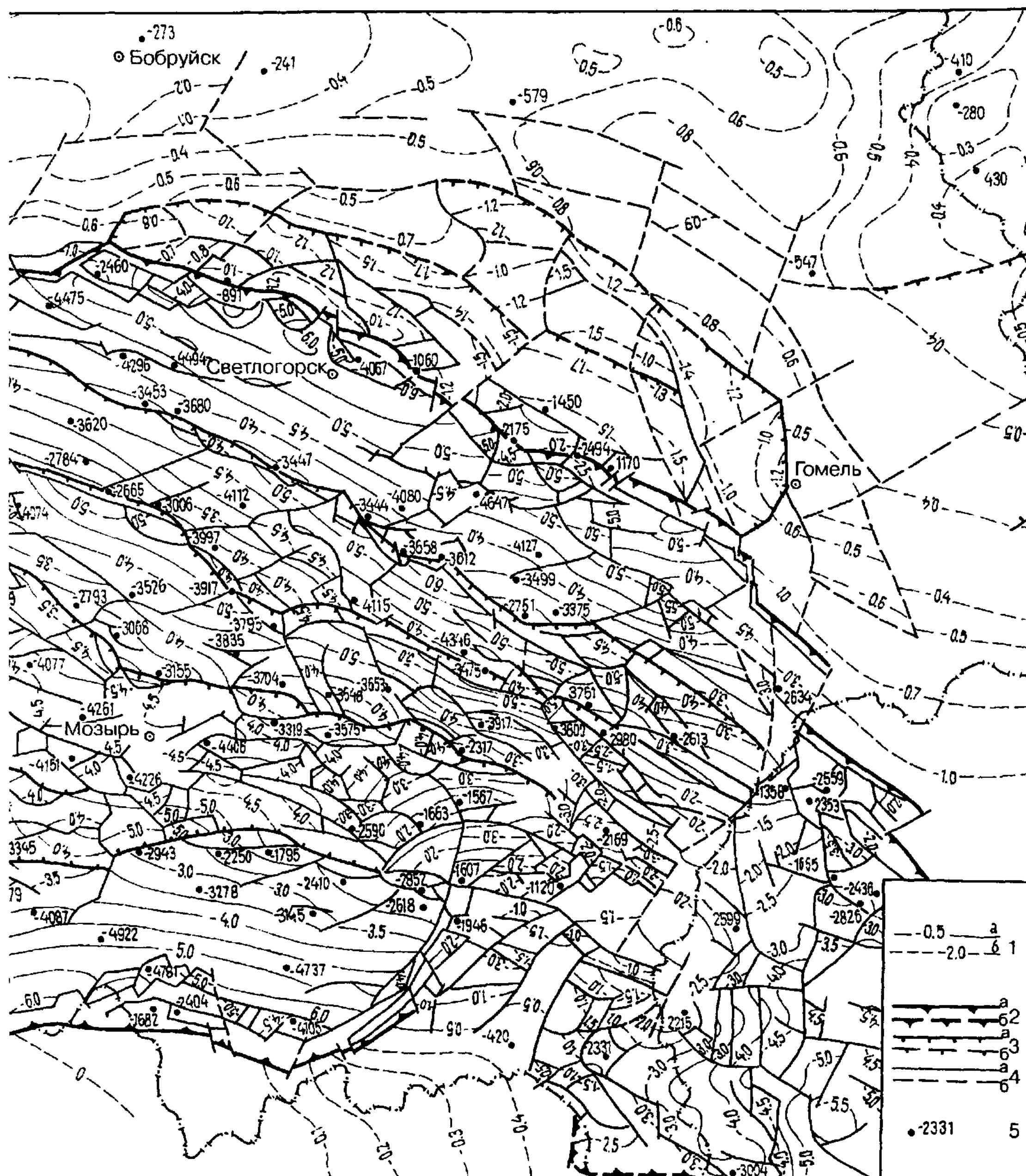


Рис. 9.45. Структурная карта поверхности фундамента Припятского прогиба. Составила Т.А. Старчик по материалам
1 — изогипсы поверхности фундамента: а — уверенные, б — предполагаемые; 2 — краевые разломы Припятского
локальные разломы: а —уверенные и б —предполагаемые; 5 — скважины и абсолютные отметки поверхности фундамента.



бурения и геофизических работ ПО "Белгеология" и "Белоруснефть".
грабена:а— уверенные и б—предполагаемые; 3 — ступенеобразующие разломы: а—уверенные и б—предполагаемые; 4 —

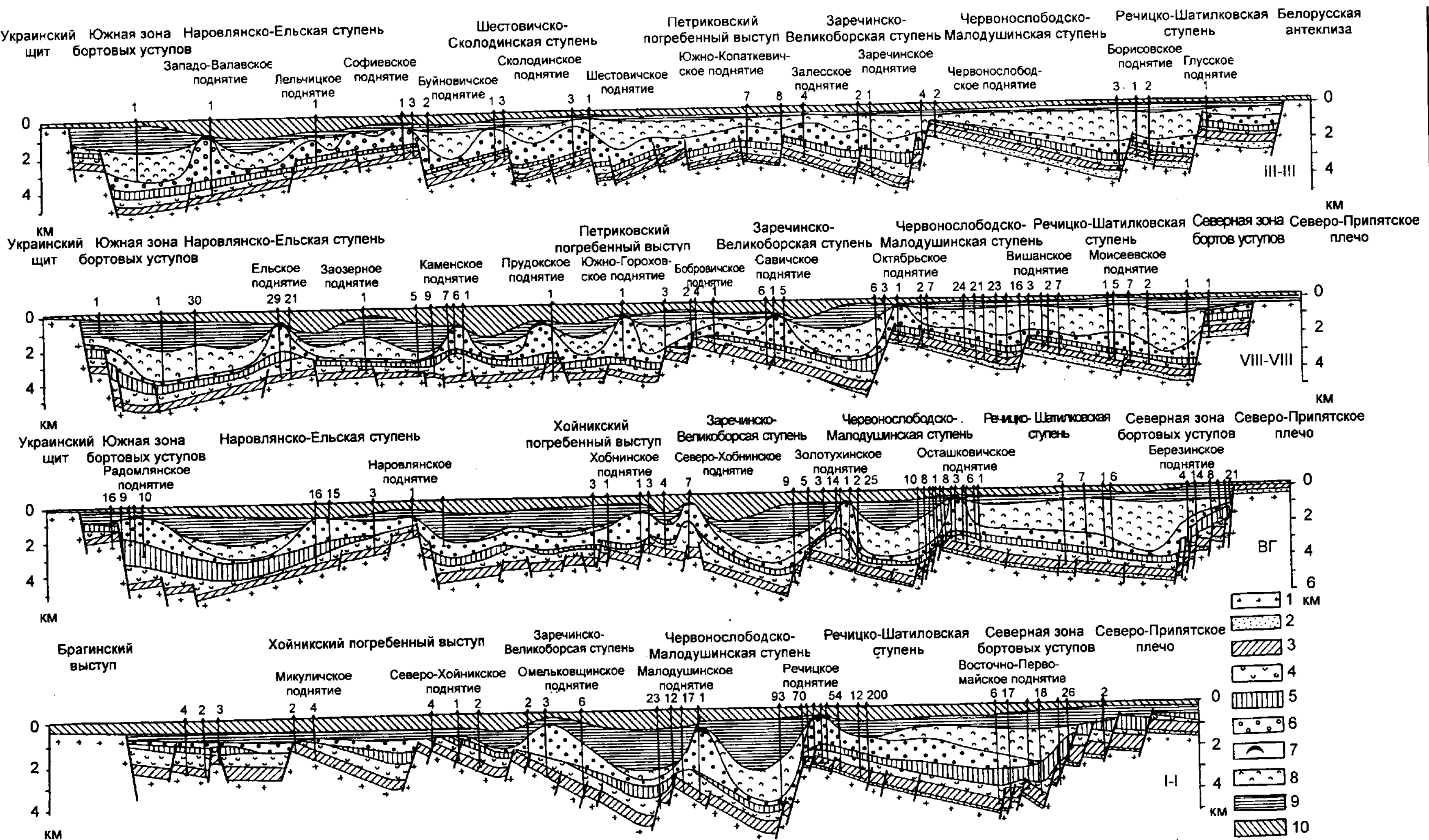


Рис. 9.46. Геологические разрезы вкрест простирания Припятского прогиба по региональным сейсмическим профилям III-III, VIII-VIII, ВГ, I-I. Составил В.С. Конищев по материалам геофизических работ и бурения ПО "Белгеология" и "Белоруснефть" (использованы материалы Б.М. Архипова, Р.Н. Гимона, Н.В. Гридасова, И.Д. Кудрявца, А.И. Шлычкова и др.).

Отложения: 1 — архейские и нижнепротерозойские, 2 — рифейские и вендские, 3 — подсолевые девонские, 4 — нижнесоленосные евлановско-ливенские, 5 — межсолевые задонско-петриковскне, 6 — галитовой подтолщи, 7 — брекчии кепрока, 8 — глинисто-галитовой подтолщи, 9 — надсолевые девонские, каменноугольные и нижнепермские, 10 — мезозойские и кайнозойские (положение профилей см. на рис. 9.50).

ру от Припятского палеорифта между Северо-Припятским краевым, Малиновско-Глазовским и Жлобинским мантийными разломами и подразделяется Малиновско-Глазовским разломом на Буда-Кошелевскую ступень с южным и Городокско-Хатецкую ступень с северным падением отложений. На западе Северо-Припятское плечо ограничено Бобруйским погребенным выступом, на востоке — Гомельской структурной перемычкой.

Продольные структурные элементы третьего порядка осложнены соподчиненными им структурами четвертого порядка: зонами приразломных поднятий и приразломных опусканий. Они развиты в поднятых и опущенных крыльях разломов, разделяющих и осложняющих тектонические ступени. В межсолевых отложениях зоны приразломных поднятий трансформируются в приразломные валы, а зоны приразломных опусканий в приразломные синклинальные зоны. Зоны приразломных поднятий сопровождают несогласные сбросы на всем их протяжении или на отдельных отрезках. Три зоны поднятий (Северо-Калиновская, Ветчинская и Людвиновско-Перетокская) контролируются согласными сбросами. Зоны приразломных поднятий состоят из гемиантиклиналей, структурных носов и ограниченных сбросами блоков с моноклинальным залеганием отложений. В межсолевых отложениях локальные поднятия имеют более пликативный облик и обычно представляют собой антиклинали с оборванными по разломам крутыми крыльями.

Большое значение при тектоническом районировании Припятского палеорифта имеет его поперечная (диагональная или субмеридиональная) зональность. Она контролируется и проявляется разломами субмеридионального (преимущественно север—северо-восточного) направления, отраженными в платформенном чехле флексурно-разрывными зонами, а в геофизических полях — аномалиями геомагнитного поля и линейными зонами, разграничивающими различные по типу аномалии гравитационного поля. Выявлены четыре крупных разлома доплатформенного заложения: Туровско-Малынский, Первомайско-Заозерный, Пержанско-Симоновичский (в Припятском прогибе его звено — Березинско-Боровской), а также Лоевский, который очень активно развивался на платформенных этапах. Первые два разлома разделяют Припятский палеорифт на поперечные тектонические элементы второго порядка — Западный, Центральный и Восточный сегменты, а Лоевский отделяет прогиб от Брагинско-Лоевской седловины (см. рис. 9.44). Эти тектонические районы характеризуются индивидуальными особенностями развития и седиментогенеза, различным уровнем размыва рифейских, вендских и палеозойских отложений, темпами погружения и стилем тектоники.

Туровско-Малынский разлом отделяет Западный сегмент от Центрального и проходит вдоль восточной окраины Микашевичско-Житковичского выступа. Во многих случаях он совпадает со сбросами и сдвигами северо-восточного простирания, выявляемыми, главным образом, по данным сейсморазведки. Разлом проявляется в гравитационном и магнитном полях, на аэрокосмических снимках, местами трансформируется в поперечные сдвиги, отражающиеся при пересечении с краевыми и другими продольными разрывами. Хотя вертикальная амплитуда разрывов в зоне Туровско-Малынского разлома невелика, отдельные из них проникают до межсолевых и даже надсолевых верхнефаменских образований. Разлом по существу отделяет Туровскую и Старобинскую центриклинальные депрессии и Микашевичско-Житковичский выступ от основной части Припятского палеорифта. К востоку от разлома отмечено резкое усиление дислоцированности отложений. Он ограничивает с запада проявление галокинеза, широко развитого в Центральном и Восточном сегментах, разделяет районы с различной мощностью верхнепротерозойских отложений, фаменской верхнесоленосной и надсолевых палеозойских и мезозойских формаций.

Первомайско-Заозерный разлом простирается в северо-восточном направлении от Восточно-Гребеневской площади на юге Припятского палеорифта и далее через Заозерную, Притокскую, Тишковскую, Первомайскую площади выходит в пределы Северо-Припятского плеча. В платформенном чехле Первомайско-Заозерный разлом местами отражается разрывными нарушениями, проникающими до надсолевых девонских отложений, или проходит параллельно близрасположенным разрывам того же северо-восточного простирания. Он отделяет Центральный сегмент от Восточного. В пределах Центрального сегмента особенно четко выделяется Валавско-Хатецкая поперечная полоса погружения, которая служит главной поперечной осью Припятского палеорифта. В этой полосе в максимальной степени проявился галокинез в двух соленосных толщах, некоторые соляные структуры и их цепочки имеют здесь тенденцию к изменению своего простирания от субширотного к субмеридиональному. Южная часть полосы — Дубницко-Валавская зона характерна мозаичным расположением локальных блоковых поднятий, образующихся на участках пересечения продольных и поперечных разрывов. Локальные поднятия Дубницко-Валавской зоны не группируются, как в других частях прогиба, в субширотные линейные структуры четвертого порядка. Аналогичный стиль тектоники подсолевого ложа типичен и для Примикашевичской зоны Западного сегмента. Поперечная структурная зональность особенно резко проявляется во Внутреннем грабене, в Северной зоне ступеней она менее заметна.

Все эти структурные подразделения выделяются по поверхности фундамента и низам чехла (подсолевым, нижнесоленосным и межсолевым отложениям),

при этом их структурный облик изменяется вверх по разрезу: блоковые и пликативно-блоковые структуры по поверхности фундамента и в подсолевых отложениях становятся пликативно-блоковыми, блоково-пликативными и пликативными в нижнесоленосных и межсолевых образованиях. Они практически не прослеживаются в верхнесоленосных и надсолевых отложениях, где развиты преимущественно субширотно ориентированные приразломные валы, соляные на большей части прогиба, осложненные антиклиналями, брахиантиклиналями, куполами, структурными носами и разделенные синклинальными зонами. Поэтому ниже описана региональная структура Припятского прогиба по поверхности фундамента, структурным комплексам и этажам.

Строение поверхности фундамента

Современные представления о строении поверхности фундамента Припятского прогиба основываются на результатах геофизических исследований методами сейсморазведки (КМПВ, МОГТ), гравиразведки, электроразведки, магниторазведки и данных глубокого бурения. По этим материалам составлена структурная карта поверхности фундамента для всей территории прогиба, однако прилагаемая мелкомасштабная карта (см. рис. 9.45) отражает лишь общие черты региональной структуры; все особенности мелкоблоковой структуры, особенно детально изученных участков, не могли найти на ней отражения.

Как было показано ранее, Припятский прогиб выделяется в составе Северо-Припятского плеча и **Припятского грабена (палеорифта)**, последний подразделяется на Северную зону ступеней в составе Речицко-Шатилковской и Червонослободско-Малодушинской ступеней и Внутренний грабен в составе Петриковско-Хобнинской зоны осевых погруженных выступов и периклиналей, Заречинско-Великоборской, Шестовичско-Сколодинской и Наровлянско-Ельской тектонических ступеней.

Речицко-Шатилковская ступень ограничена на севере Северо-Припятским краевым, а на юге Речицко-Вишанским листрическими разломами мантийного заложения и протягивается в субширотном направлении на 240 км при ширине от 10 до 25 км. Поверхность фундамента в пределах ступени в общем моноклинально погружается с юга на север от 2500—3000 до 4000—6000 м. В западной части ступени в пределах Старобинской центриклинальной депрессии поверхность фундамента залегает гипсометрически выше (800 м и менее), чем в восточной, и осложнена несколькими субмеридиональными разрывами. В средней части ступени выделяется ориентированный в субширотном направлении Оземлинско-Первомайский разлом-спутник, в северном поднятом крыле которого расположены Оземлинско-Первомайская и Александровская зоны приразломных поднятий. Последние представляют собой примыкающие с севера к разлому полуантиклинали, чаще — блоки, ограниченные локальными поперечными разрывами. В южной поднятой части Речицко-Шатилковской ступени выделяются Борисовско-Дроздовская и Речицко-Вишанская зоны приразломных поднятий, примыкающих к субширотному разлому полуантиклиналей и многочисленных мелких блоков и ограниченных продольными и поперечными разрывными нарушениями. Между Речицко-Вишанскими основным и примыкающим к нему с севера сопутствующим разломами выделяются многочисленные мелкие блоки, ступенчато погружающиеся на юг, с разнообразным, часто южным наклоном отложений в их пределах.

В северной части Речицко-Шатилковской ступени между Северо-Припятским краевым и сопутствующим ему Глусско-Березинским разломом-спутником расположена Северная зона бортовых уступов, к которой приурочена Березинская зона приразломных поднятий. Она протягивается с запада на восток более чем на 150 км при ширине 3—8 км. Ранее (Тектоника Белоруссии, 1976; Тектоника Припятского прогиба, 1979) здесь выделялась Березинская прибортовая ступень. Детализация ее строения сейсморазведкой и бурением на ряде площадей (Ковчицкая, Кнышевичская, Судовицкая, Березинская) показала, что она состоит из многочисленных мелких блоков типа ступеней, горстов, грабенов, ограниченных продольными и поперечными разрывами, ступенчато погружающихся на юг и на восток, с разнообразным, в основном, южным и восточным наклоном отложений в пределах блоков. К югу от Северной зоны бортовых уступов расположена Предберезинская зона приразломных опусканий. Речицко-Вишанская ступень наиболее интенсивно разбита на мелкие блоки малоамплитудными локальными разрывами северо-восточного и субширотного простирания в зонах Туровско-Малынского, Пержанско-Симоновичского, Первомайско-Заозерного и Лоевского разломов северо-восточного простирания.

Червонослободско-Малодушинская ступень расположена к югу от Речицко-Шатилковской и имеет строение, принципиально сходное с строением последней. С юга Червонослободско-Малодушинская ступень ограничена одноименным региональным листрическим разломом мантийного заложения амплитудой до 3000 м, отделяющим ее от Внутреннего грабена, на севере она отделена от Речицко-Шатилковской ступени Речицко-Вишанским региональным основным листрическим разломом мантийного заложения. Ступень вытянута в субширотном направлении на 220 км при ширине до 25 км. Поверхность фундамента в пределах ступени образует моноклиналь, погружающуюся на север и северо-восток от –2000 и –4000 до –6200 м. Наиболее высоко (–1200 м и

менее) поверхность фундамента залегает в западной части ступени в пределах Старобинской центриклинальной депрессии. В южной поднятой части ступени выделяются Червонослободская, Руднинская и Малодушинская зоны приразломных поднятий. Это, в основном, блоки преимущественно с северным моноклинальным падением поверхности фундамента, заключенные между Червонослободско-Малодушинским основным и расположенным с севера сопутствующим разломами и ограниченные с запада и востока локальными поперечными разрывами. В западной части ступени, в ее погруженной части выделяется протяженный субширотный согласный сброс и приуроченная к нему Северо-Калиновская зона приразломных поднятий. Ступень наиболее интенсивно разбита на мелкие блоки субмеридиональными и субширотными разрывными нарушениями на участках, примыкающих к Пержанско-Симоновичскому, Первомайско-Заозерному и Лоевскому разломам. В северной погруженной части ступени выделяется Предречицкая зона приразломных опусканий.

Внутренний грабен Припятского палеорифта включает Петриковско-Хобнинскую зону осевых погруженных выступов и периклиналей — осевую зону палеорифта, от которой отложения погружаются на север и на юг; расположенную севернее Заречинско-Великоборскую ступень с северным наклоном отложений и расположенные к югу Шестовичско-Сколодинскую и Буйновичско-Наровлянскую тектонические ступени с южным падением отложений.

Петриковско-Хобнинская зона осевых погруженных выступов и периклиналей протягивается от Микашевичско-Житковичского выступа на западе до Брагинско-Лоевской седловины на востоке на 150 км при ширине 25—30 км и ограничена на севере Азерецко-Великоборским и на юге Шестовичско-Гостовским и Буйновичско-Наровлянским субрегиональными листрическими разломами корового заложения. В западной части зоны выделяется Петриковский, а в восточной — Хобнинско-Хойникский погребенные выступы типа периклиналей, погружающиеся к центру навстречу друг другу от отметок –2000 до –4500 м, где они разделены Валавско-Хатецкой поперечной полосой прогибания. Продольными и поперечными разрывами Петриковско-Хобнинская зона разбита на многочисленные мелкие блоки. На северном и южном склонах Петриковского выступа выделяются Копаткевичская и Боричевская зоны приразломных поднятий, контролируемые субширотными разломами.

Заречинско-Великоборская ступень ранее (Тектоника Белоруссии, 1976; Тектоника Припятского прогиба, 1979) выделялась как Копаткевичско-Великоборская. Она расположена к северу от Петриковско-Хобнинской зоны в северной части Внутреннего грабена между Азерецко-Великоборским субрегиональным коровым разломом на юге и Червонослободско-Малодушинским региональным мантийным разломом на севере. Ступень вытянута в субширотном направлении более чем на 200 км при ширине до 20 км. Поверхность фундамента в пределах ступени погружается с юга на север от отметок –2500...–3500 до –3500...–5000 м. В целом эта поверхность погружается от Старобинской центриклинальной депрессии на восток. В южной поднятой части ступени выделяются Заречинско-Гороховская и Омельковщинская зоны приразломных поднятий, состоящие из моноклинальных блоков, ограниченных субширотным Азерецко-Великоборским разломом и оперяющими его поперечными локальными разрывами. В погруженной части западной половины ступени выделяется Комаровичско-Савичская зона поднятий, контролируемая субширотным разломом, осложняющим среднюю часть ступени. Намечается подобная зона и в восточной части ступени. В северной погруженной части ступени выделяются Предчервонослободская и Предмалодушинская зоны приразломных опусканий. Ступень наиболее нарушена разрывами между Пержанско-Симоновичским и Первомайско-Заозерным разломами.

Шестовичско-Сколодинская ступень объединяет западные части ранее (Тектоника Белоруссии, 1976; Тектоника Припятского прогиба, 1979) выделявшихся Шестовичской и Мозырской ступеней. Она расположена к югу от Петриковского выступа Петриковско-Хобнинской зоны осевых погруженных выступов и периклиналей и ограничена на севере Шестовичско-Гостовским, на юге Буйновичско-Наровлянским коровыми разломами, на западе и востоке —Туровско-Малынским и Первомайско-Заозерным разломами северо-восточного простирания. Длина ступени 70 км при ширине 20—30 км. Поверхность фундамента в пределах ступени погружена с севера на юг и с запада на восток от отметки –2000 м до отметки –4400 м. Средняя часть ступени осложнена субширотным Сколодинским разломом. К южным поднятым крыльям Шестовичско-Гостовского и Сколодинского разломов приурочены Шестовичская и Сколодинская зоны приразломных поднятий. Ступень разбита многочисленными разрывами на блоки, особенно интенсивно в зонах влияния Туровско-Малынского и Первомайско-Заозерного поперечных разломов северо-восточного простирания.

Наровлянско-Ельская ступень расположена в южной части Внутреннего грабена между Буйновичско-Наровлянским субрегиональным коровым разломом амплитудой до 2500 м на севере и Южно-Припятским краевым суперрегиональным мантийным разломом амплитудой до 4000—5000 м на юге. Она объединяет выделявшиеся ранее (Тектоника Белоруссии, 1976; Тектоника Припятского прогиба, 1979) Наровлянский горст, Ельский грабен и Выступовичскую ступень. Ступень протягивается на 170 км в субширотном направлении и

на западе замыкается вместе с Шестовичско-Сколодинской ступенью в виде Туровской центриклинальной депрессии, а на востоке по Лоевскому разлому граничит с Брагинско-Лоевской седловиной. Ширина ступени 27—45 км. Поверхность фундамента в пределах ступени погружается на юг от отметок –2000...–3000 м до –5000...–6000 м и воздымается на запад к центриклинальному замыканию Туровской депрессии. На юге ступени параллельно Южно-Припятскому прослеживается Выступовичский разлом-спутник и между ними выделяется Южная зона бортовых уступов и Выступовичская зона приразломных поднятий. Она слабо изучена и представляет собой систему ступенчато погружающихся на север мелких блоков, ограниченных продольными и поперечными разломами, в основном, с северным наклоном поверхности фундамента и покрывающих отложений в их пределах. В средней части ступень осложнена несогласным Дубровско-Ельским листрическим разломом небольшой (100—200 м) амплитуды, сопутствующим Южно-Припятскому краевому разлому мантийного заложения. Поперечными сдвигами он расчленен на отдельные звенья. К его южному поднятому крылу приурочена Дубровско-Ельская зона приразломных поднятий. Наровлянско-Буйновичская зона приразломных поднятий выделяется в северной поднятой части ступени в южном поднятом крыле Буйновичско-Наровлянского разлома. Ступень наиболее интенсивно разбита разрывными нарушениями на мелкие блоки в зоне влияния Первомайско-Заозерных основного и сопутствующего разломов северо-восточного простирания. В южной части ступени к северу от Южной зоны бортовых уступов выделяется Предвыступовичская зона приразломных опусканий.

Северо-Припятское плечо примыкает с севера к восточной части Припятского палеорифта и отделено от него Северо-Припятским суперрегиональным листрическим разломом мантийного заложения. На севере Малиновско-Глазовский в западной части и Жлобинский мантийный разлом в восточной отделяют плечо от Жлобинской седловины. Плечо протягивается с запада на восток на 120 км при ширине 10—40 км. На западе плечо ограничено Бобруйским погребенным выступом, на востоке — Гомельской структурной перемычкой.

По материалам электроразведочных работ в пределах Северо-Припятского плеча Ю.Н. Стадник и Г.Н. Довгаль (1990) выделили Буда-Кошелевскую ступень на севере и Городокско-Хатецкую зону ступеней на юге в составе Городокской, Китинско-Хатецкой и Паричской ступеней. Позже С.В. Клушин, А.М. Синичка и К.И. Левашев на основании обобщения результатов сейсморазведочных работ выделили северную Медведовскую и южную Городокско-Хатецкую ступени, а Р.Г. Гарецкий, В.С. Конищев и А.М. Ковхуто выделили в пределах Северо-Припятского плеча Буда-Кошелевскую, Медведовскую, Городокскую, Китинско-Хатецкую и Паричскую ступени (рис. 9.47, 9.48).

Буда-Кошелевская ступень расположена на севере плеча и отделяется Жлобинским разломом от Жлобинской седловины на севере, Кошелевским разломом от Медведовской ступени на юге и граничит по разломам на западе с Жлобинской седловиной, а на востоке с Гомельской структурной перемычкой. Ступень протягивается с запада на восток на 75 км при ширине 5—15 км. Поверхность фундамента в пределах ступени залегает на глубинах от 1100 до 1600 м. Поперечными разломами ступень разбита на три блока: Колыбовский, Потаповский и Уваровичский.

Медведовская ступень отделена на юге Малиновско-Глазовским разломом от Городокской ступени и разбита разломами на Жлобинский, Пиревичский, Стрешинский, Наспенский и Тереничский блоки. Поверхность фундамента залегает на большей восточой части ступени на отметках от –1200 до –1600 м. Поверхность фундамента и низы чехла погружаются в пределах ступени на юг. Платформенный чехол двух северных ступеней плеча сложен рифейскими, вендскими, среднедевонскими и франскими отложениями до евлановско-ливенских, которые перекрыты мезозойско-кайнозойскими породами, начиная с юрских.

Южнее расположена Городокско-Хатецкая зона ступеней, которая включает Городокскую, Китинско-Хатецкую и Паричскую ступени. В их пределах поверхность фундамента и покрывающие отложения погружаются на север, хотя в целом ступенчато по разломам они погружаются на юг к Припятскому грабену.

Городокская ступень протягивается с запада на восток на 70 км и ограничена на севере Малиновско-Глазовским разломом мантийного заложения, а на юге отделена Городокским разломом от Китинско-Хатецкой ступени. Ширина ступени увеличивается с запада на восток от 6 до 13 км. Поверхность фундамента в пределах ступени погружается с юга на север от отметки –1400 до –1600 м. В пределах ступени выделяются Мормальский, Шиховской, Ивольский и Урицкий блоки субширотного простирания.

Китинско-Хатецкая ступень протягивается с запада на восток на 95 км при ширине 3—12 км и ограничена на севере Малиновско-Глазовским и Городокским, а на юге — Китинским и Северо-Припятским разломами. Поверхность кристаллического фундамента в пределах ступени залегает на отметках от –600 м на западе до –2400 м на востоке. Поперечными разломами ступень разбита на Малимоновский, Щедринский, Китинский, Доброгощанский, Борецкий и Хатецкий блоки. Локальными разломами они разбиты на более мелкие блоки. Поверхность кристаллического фундамента в пределах блоков погружается на север, а по поперечным разломам она ступенчато погружается на восток.

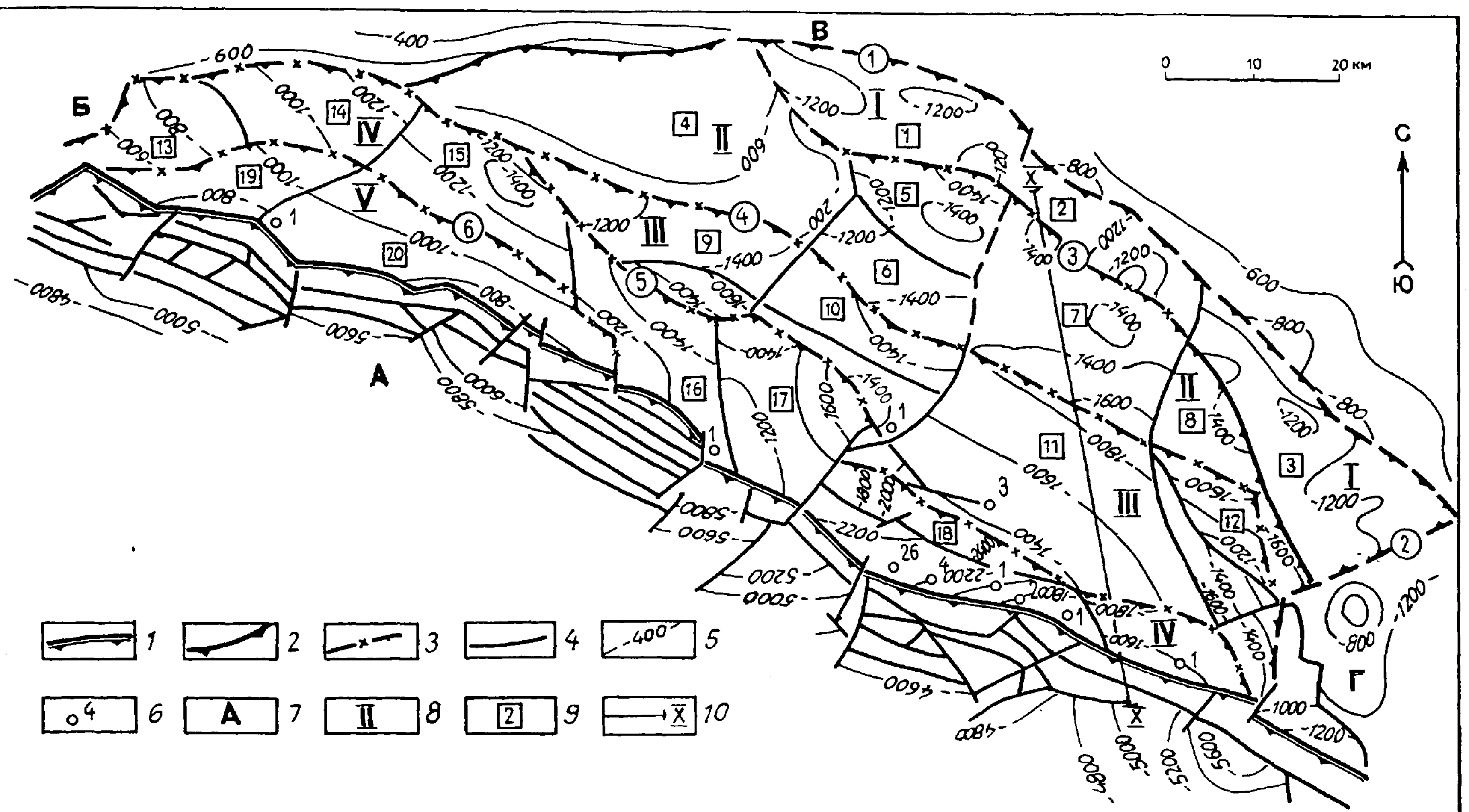


Рис. 9.47. Структурная карта поверхности кристаллического фундамента и схема тектонического районирования Северо-Припятского плеча. Составили Р.Г. Гарецкий, В.С. Конищев, А.М. Ковхуто (по материалам Ю.Н. Стадник, Г.Н. Довгаль, 1990; С.В. Клушин и др., 1995; С.Ф. Прохоров и др., 1995).

1—4 — разломы: 1 — Северо-Припятский краевой; 2 — региональные, ограничивающие Северо-Припятское плечо (цифры в кружках: 1 — Жлобинский, 2 — Гомельский); 3 — ступенеобразующие (цифры в кружках: 3 — Кошелевский, 4 — Малиновско-Глазовский, 5 — Городокский, 6 — Китинский); 4 — субрегиональные и локальные; 5 — изогипсы поверхности фундамента; 6 — скважины; 7 — окаймляющие плечо структуры (А — Припятский прогиб, Б — Бобруйский погребенный выступ, В — Жлобинская седловина, Г — Гомельская структурная перемычка); 8 — тектонические ступени Северо-Припятского плеча (I — Буда-Кошелевская, II — Медведовская, III — Городокская, IV — Китинско-Хатецкая, V — Паричская); 9 — блоки (1 — Колыбовский, 2 — Потаповский, 3 — Уваровичский, 4 — Жлобинский, 5 — Пиревичский, 6 — Стрешинский, 7 — Наспенский, 8 — Тереничский, 9 — Урицко-Ивольский, 10 — Мормальский, 11 — Шиховской, 12 — Ивольский, 13 — Малимоновичский, 14 — Щедринский, 15 — Китинский, 16 — Доброгощанский, 17 — Борецкий, 18 — Хатецкий, 19 — Завичский, 20 — Паричский); 10 — линия профиля.

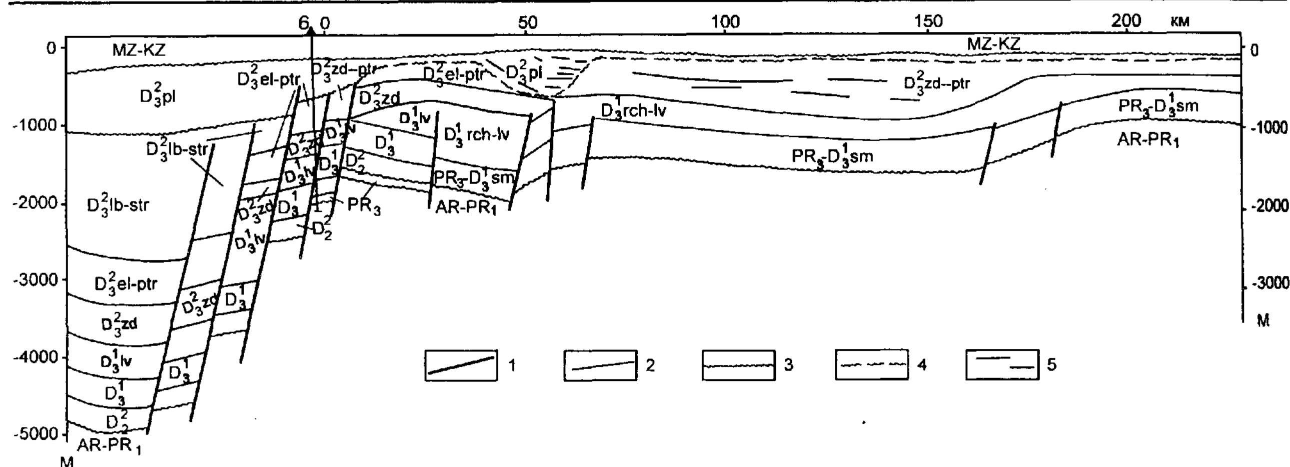


Рис. 9.48. Геологический разрез через Северо-Припятское плечо по профилю Х-Х. Составил А.М. Ковхуто по материалам ПО "Белгеология".

1 — разломы, 2 — стратиграфические границы согласные, 3 — стратиграфические границы с перерывом, 4 — поверхность размыва межсолевых отложений, 5 — отражающие площадки.

Паричская ступень выделена в западной части Северо-Припятского плеча и ограничена с севера Китинским разломом, а с юга — Северо-Припятским краевым глубинным разломом. Она протягивается с запада на восток на 37 км при ширине до 10 км. В ее пределах выделяются Завичский и Паричский блоки. Поверхность фундамента в пределах ступени наклонена на север от отметки –800 м до отметки –1200 м.

Строение платформенного чехла

Платформенный чехол Припятского прогиба представлен квазиплатформенным готским, катаплатформенным нижнебайкальским и ортоплатформенными верхнебайкальским, герцинским и киммерийско-альпийским структурными комплексами. Наибольшую по мощности часть чехла слагает герцинский структурный комплекс, характеристике строения которого и уделено основное внимание.

Готский структурный комплекс

Готский структурный комплекс выделяется в объеме бобруйской и шеровичской серий нижнего рифея. В основании он представлен кварцевыми порфирами лучковской свиты бобруйской серии, вскрытыми в районе Глуска (скв. Лучки 42, интервал 539—550 м) под пинской свитой среднего рифея, которые по составу и абсолютному возрасту сопоставляются с отложениями збраньковской свиты овручской серии Овручского грабена. К нему же относятся кварцито-песчаники и кварциты мышковичской свиты бобруйской серии, вскрытые в Припятском прогибе под отложениями пинской свиты, иногда вильчанской серии или наровского горизонта (скважины Восточно-Первомайская 11, интервал 4798—4821 м; Никулинская 1, интервал 3927—3928 м; Руднинская 1, гл. 4371 м; Решетниковская 1, интервал 1943—1948 м и др.). Мышковичская свита сопоставляется с толкачевской свитой овручской серии (Веретенников и др., 1998). К шеровичской серии условно отнесена бортниковская свита южных районов Беларуси, которая рассматриваетя как аналог рутавечской свиты. Отложения комплекса относятся к квазиплатформенному чехлу, представлены платформенными и орогенными формациями и выполняют спорадически развитые небольшие грабены, грабенообразные прогибы, синклинали и впадины. Большинство их не выявлено и строение выполняющих их отложений не изучено.

Нижнебайкальский и верхнебайкальский структурные комплексы

Нижнебайкальскй структурный комплекс слагает катаплатформенную часть чехла и выделяется в Припятском прогибе в объеме пинской свиты белорусской серии среднего рифея (мощность до 445 м) и глусской свиты вильчанской серии нижнего венда (до 195 м). Верхнебайкальский структурный комплекс начинает ортоплатформенную часть чехла и объединяет отложения горбашевской (до 30 м), ратайчицкой (до 170 м) и лиозненской (до 100 м) свит верхнего венда.

Контуры распространения среднерифейско-вендских отложений нижнебайкальского и верхнебайкальского структурных комплексов определяются границами Волыно-Оршанского палеопрогиба. Эти структурные комплексы охватывают в пределах Припятского прогиба западную и северную части, граница их выклинивания протягивается от юго-западной в северо-восточную части прогиба, изопахиты имеют северо-восточное простирание, а мощность отложений увеличивается в северо-западном направлении до 500 м.

Среднерифейско-вендские отложения пройде-

ны в Припятском прогибе небольшим количеством скважин, в них отсутствуют выдержанные преломляющие и отражающие границы и структурные построения по материалам сейсморазведки для данных отложений не производятся. Поэтому внутреннее строение нижнебайкальского и верхнебайкальского структурных комплексов остается неизученным.

Принято считать, что первоначальная структура этих комплексов была относительно спокойной, а их современная структура была сформирована в герцинский тектонический этап в результате движений по разломам. Поэтому структурный план отложений среднего рифея-венда совпадает с описанным выше структурным планом поверхности фундамента и в этих отложениях выделяются те же пликативно-блоковые структуры: тектонические ступени, выступы, зоны приразломных поднятий и опусканий, а также осложняющие их преимущественно блоковые локальные структуры. Некоторые изменения структурных планов, связанные с региональным увеличением их мощности в северо-западном направлении, не приводят к заметным изменениям региональной структуры.

Герцинский структурный комплекс

Герцинский структурный комплекс слагает основную часть платформенного чехла Припятского прогиба и подразделяется на эйфельско-среднефранский, верхнефранско-фаменский, каменноугольный, нижнепермский и нижне-, среднетриасовый структурные этажи. Он наиболее сложно построен и в его пределах, в основном, на уровне верхнефранской и фаменской соленосных толщ, происходит переход от преимущественно блоковой структуры поверхности фундамента, рифейско-вендских и подсолевых девонских отложений к блоково-пликативной структуре межсолевых и пликативной структуре надсолевых отложений. Поэтому помимо структурных комплексов, этажей и подэтажей в платформенном чехле Припятского прогиба могут быть выделены этажи дислоцированности: подсолевой, нижнесоленосный, межсолевой, верхнесоленосный и надсолевой (Конищев, 1982_3, 1985).

Эйфельско-среднефранский структурный этаж и **речицко-евлановский структурный подэтаж** нижней части верхнефранско-фаменского структурного этажа слагают подсолевые девонские отложения. Их мощности выдержаны и они имеют единый структурный план. Региональные структурные планы этих отложений и поверхности фундамента совпадают, поэтому в детальном описании региональной структуры подсолевых отложений нет необходимости.

Евлановско-петриковский структурный подэтаж верхнефранско-фаменского структурного этажа объединяет верхнефранскую (евлановско-ливенскую) соленосную толщу и межсолевые домановичские, задонские, елецкие и петриковские отложения. Их региональный структурный план характеризуют структурная карта поверхности межсолевых отложений (рис. 9.49) и схема их тектонического районирования (рис. 9.50).

Структуры евлановско-петриковского подэтажа по своим морфогенетическим особенностям занимают промежуточное положение между преимущественно блоковыми или пликативно-блоковыми структурами поверхности фундамента, отложений нижнебайкальского и верхнебайкальского структурных комплексов, эйфельско-среднефранского этажа и речицко-евлановского подэтажа и пликативными структурами лебедянско-стрешинского структурного подэтажа и покрывающих надсолевых отложений. Поэтому в отложениях евлановско-петриковского подэтажа выделяются блоковые структуры типа ступеней и выступов, пликативно-блоковые структуры типа зон приразломных поднятий и опусканий, а также пликативные структуры типа валов и синклинальных зон и локальные структуры типа антиклиналей, брахиантиклиналей, куполов, структурных носов, синклиналей, мульд, структурных заливов.

Крупные блоковые структуры — ступени и выступы, выделенные по поверхности фундамента и подсолевых отложений, сохраняются и по поверхности межсолевых отложений (см. рис. 9.44—9.46; рис. 9.49, 9.50), хотя имеют более пликативный облик. По соотношению крупных блоковых полей между собой, региональных наклонов поверхности межсолевых отложений в их пределах достаточно четко выделяются те же блоковые структуры, что и в подсолевых отложениях: Речицко-Шатилковская ступень с Северной зоной бортовых уступов, Червонослободско-Малодушинская и Заречинско-Великоборская ступени с общим северным падением отложений, Петриковско-Хобнинская зона осевых погруженных выступов и периклиналей, Шестовичско-Сколодинская и Наровлянско-Ельская ступени с южным падением отложений и Южная зона бортовых уступов в пределах последней, Старобинская и Туровская центриклинальные депрессии. Эти крупные структурные элементы сочленяются по протяженным разрывным нарушениям, главным образом, сбросового типа, амплитуда которых зачастую достигает многих сотен метров.

Поверхность межсолевых отложений имеет в пределах ступеней преимущественно односторонний наклон, совпадающий с наклоном поверхности подсолевых отложений. Однако углы падения межсолевых отложений значительно меньше, чем подсолевых. Так, в пределах Речицко-Шатилковской ступени наклон поверхности межсолевых отложений на 2°08′—2°40′ меньше, чем поверхности подсолевых, в результате сокращения мощности нижней соленосной толщи и межсолевых отложений вверх по восстанию ступени от 1000—1800 до 300—600 м. Соответственно в пределах Черво-

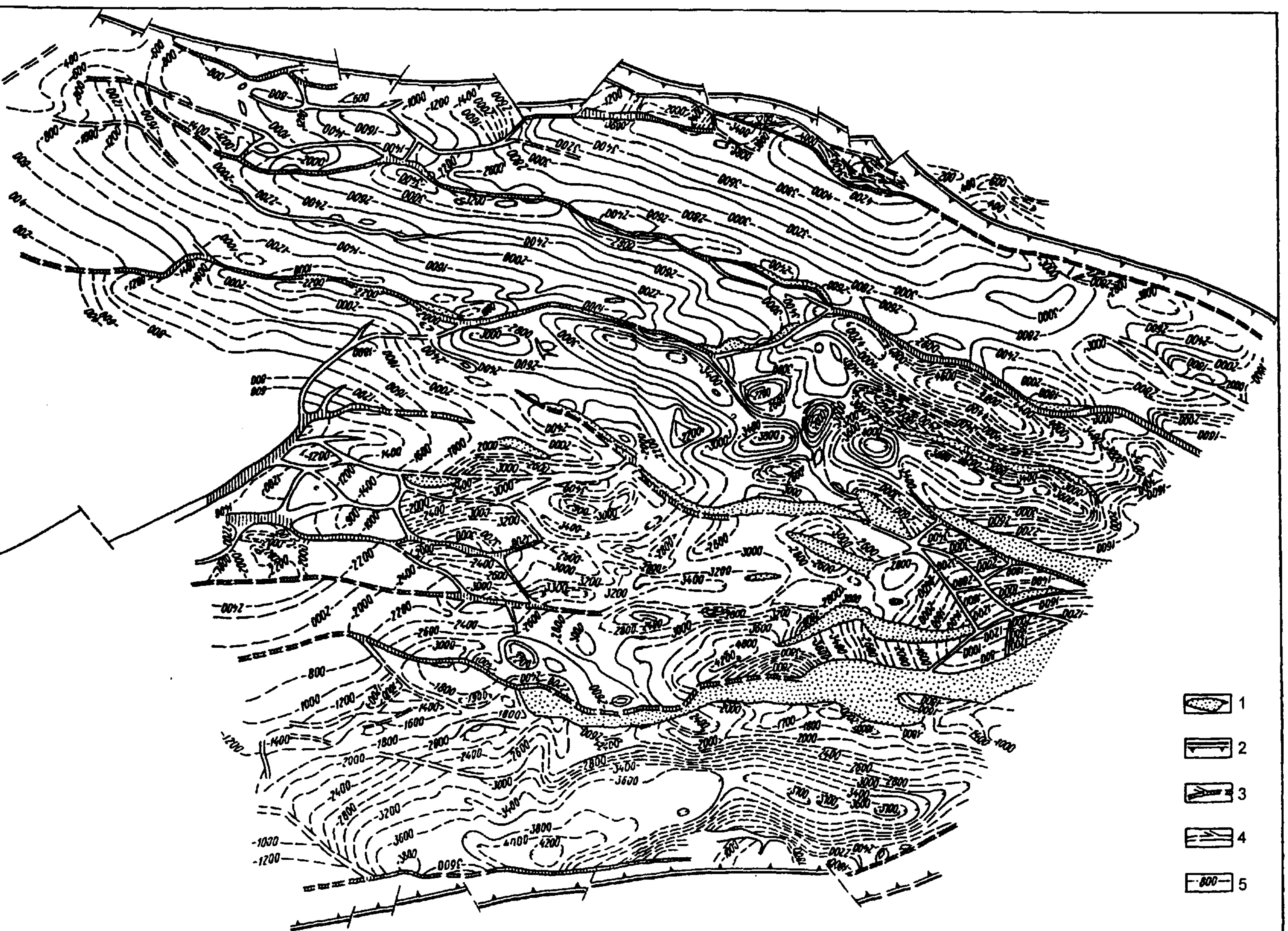


Рис. 9.49. Структурная карта поверхности межсолевых задонско-петриковских отложений Припятского прогиба. Составлена по материалам бурения и геофизических исследований ПО "Белгеология" и "Белоруснефть".

1 — зоны отсутствия межсолевых отложений; разломы, ограничивающие: 2 — Припятский грабен, 3 — ступени, выступы; 4 — локальные разломы; 5 — изогипсы поверхности межсолевых отложений, м.

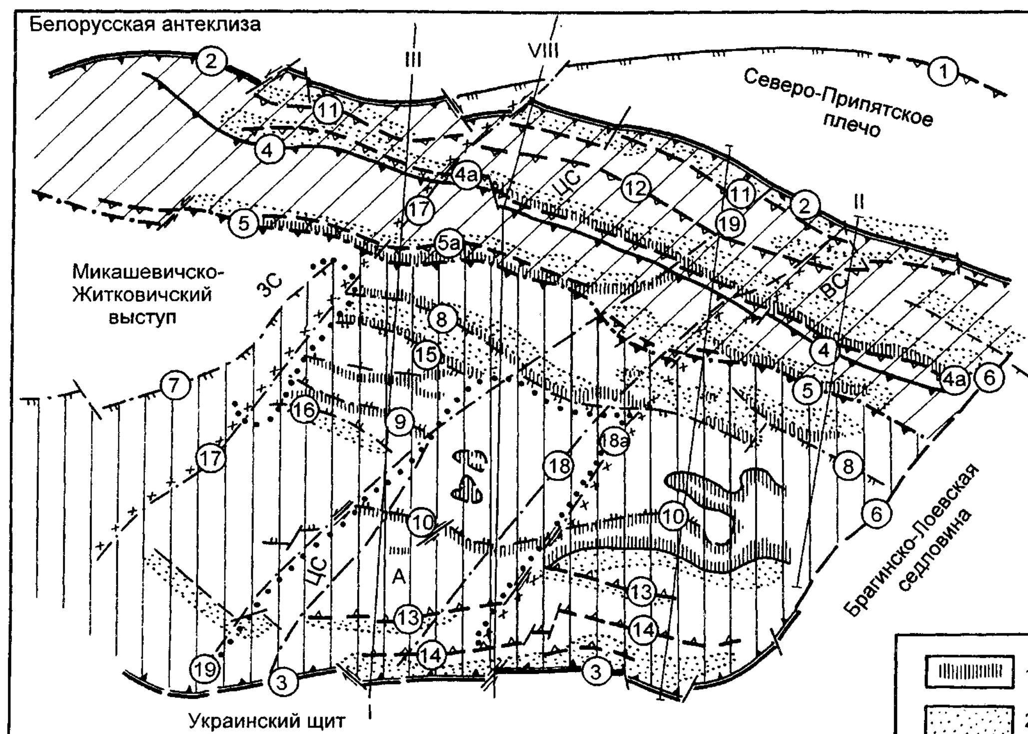


Рис. 9.50. Схема тектонического районирования межсолевого комплекса Припятского прогиба. Составили Р.Е. Айзберг, Р.Г. Гарецкий, С.В. Клушин, А.М. Синичка, З.Л. Познякевич.

1 — зоны и участки отсутствия или резкого уменьшения мощностей межсолевых отложений, 2 — зоны линейных поднятий. Остальные условные обозначения на рис. 9.44.

нослободско-Малодушинской ступени мощность нижней соленосной толщи и межсолевых отложений сокращается вверх по восстанию ступени от 800—1000 до 200—600 м, в связи с чем углы падения межсолевых отложений уменьшаются на 1°25′—4°50′ по сравнению с поверхностью подсолевых. На площади Заречинско-Великоборской ступени степень выполаживания еще больше: здесь углы падения поверхности межсолевых отложений на 2°08′ меньше, чем поверхности подсолевых в связи со значительным сокращением мощности нижней соленосной формации и межсолевой толщи вверх по восстанию ступени (от 1200—1800 до 200—700 м). На территории Наровлянско-Ельской ступени углы падения уменьшаются на 1°45′—4°30′ в связи с сокращением мощности евлановско-петриковского подэтажа от 1700 до 300 м.

Таким образом, повсеместно вверх по разрезу евлановско-петриковского подэтажа ступени и выступы выполаживаются в результате преимущественно послойного сокращения мощности нижней соленосной и межсолевой формаций вверх по восстанию отложений.

Поскольку максимальные мощности отложений подэтажа распространены в опущенных, а минимальные в поднятых крыльях разломов, амплитуды разломов по межсолевым отложениям намного меньше, чем по подсолевым. Для региональных и субрегиональных разломов уменьшение составляет многие сотни метров. В результате на отдельных участках они не прослеживаются по поверхности межсолевых отложений или отражаются в них флексурами. Большинство локальных разломов затухает в нижней соленосной толще и не прослеживается в межсолевых отложениях и поэтому большинство подсолевых блоковых структур не находят отражения в межсолевых образованиях.

На границах ступеней вдоль разграничивающих их разломов в их поднятых и опущенных крыльях наклон межсолевых отложений, как правило, меняется на противоположный, при чем межсолевые отложения имеют встречное падение по отношению к подсолевым. Подобные явления связаны с аномально большими градиентами уменьшения мощностей нижней соленосной толщи и межсолевых отложений в поднятых крыльях разломов. Так, в поднятой приразломной части Речицко-Шатилковской ступени градиент изменения мощностей нижней соленосной толщи на Речицкой площади составляет 30 м/км, ниже по падению он уменьшается до 3, на Тишковской площади в приразломной зоне он достигает 60, вниз по падению ступени уменьшается до 5, на Давыдовской площади — соответственно от 54 до 3, на Осташковичской — от 480 до 5, на Октябрьской и Северо-Домановичской площадях — от 90 до 10 м/км и т.д. Эти изменения послойные конседиментационные, иногда они связаны с размывом, при этом местами меж-

солевые отложения в поднятых приразломных частях ступеней размыты полностью. В результате в поднятых частях ступеней формировались тектонические, седиментационные и эрозионные выступы, которые облекались покрывающими отложениями.

Описанные изменения мощностей евлановско-петриковского подэтажа, образование тектонических, седиментационных и эрозионных выступов и их облекание осадками, отражение разломов флексурами в пластичных породах нижней соленосной толщи способствовали переходу от блоковых структур подсолевых к пликативным структурам межсолевых отложений. Еще одним структурообразующим фактором, способствовавшим этому процессу, был галокинез в верхнефранской соленосной толще с галокинетическим раздувом соли как в опущенных, так и в поднятых крыльях разломов. Галокинез в верхнефранской соленосной толще проявился в виде течения соли в наиболее мощном соляном пласте, но в основном в форме срыва блоков соленосной толщи по соляным пластам и их надвигания друг на друга (Конищев, 1977_2, 1978_1).

В результате описанных явлений в зонах сочленения ступеней в поднятых крыльях разломов развиты протяженные зоны приразломных поднятий и валы, состоящие из отдельных поднятий, в опущенных приразломных частях ступеней — параллельные им зоны приразломных опусканий и синклинальные зоны. Некоторые зоны поднятий и валы расположены также на склонах ступеней там, где они нарушены субрегиональными разломами и осложнены соляным тектогенезом в верхнефранской соленосной толще. Во Внутреннем грабене отмечены также изометричные поднятия и структурные носы.

В Припятском палеорифте по межсолевым отложениям выделяются Березинская, Оземлинско-Первомайская, Александровская, Борисовско-Дроздовская, Речицко-Вишанская, Червонослободская, Малодушинская, Комаровичско-Савичская, Заречинско-Гороховская, Омельковщинская, Хобнинская, Копаткевичская, Боричевская, Сколодинская, Наровлянско-Буйновичская, Дубровско-Ельская, Выступовичская зоны приразломных поднятий и валы. Их разделяют Предберезинская, Предречицкая, Предчервонослободская, Преддомановичская, Предгороховская, Преднаровлянская зоны приразломных опусканий, а также Предмалодушинская, Предсколодинская и Южно-Ельская синклинальные зоны.

Зоны приразломных поднятий межсолевых отложений резко асимметричны, их более крутые крылья нарушены сбросами. Пликативные локальные поднятия, осложняющие зоны, имеют более яркое, чем в подсолевых отложениях, выражение с сохранением в большинстве случаев их сводовых и периклинальных частей. Сброшенные крылья приразломных поднятий переходят в сопряженные с ними зоны приразломных опусканий, состоящие, как правило, из нескольких замкнутых или полузамкнутых синклиналей и мульд. Зоны приразломных опусканий также асимметричны: крылья, сопряженные с поднятиями, крутые, противоположные более пологие и постепенно переходят в моноклинальный склон ступени. Валы в отличие от зон приразломных поднятий более симметричного строения и осложнены антиклиналями и брахиантиклиналями. Одно или оба крыла вала переходят в сопряженные с ними синклинальные зоны, состоящие, как правило, из замкнутых синклиналей и мульд. Синклинальные зоны, как и валы, относительно симметричны и пространственно отделены от разломов.

Лебедянско-стрешинский и полесский структурные подэтажи в объеме фаменской соленосной формации и надсолевых девонских отложений описаны совместно, так как имеют в общем единый структурный план, который характеризует структурная карта поверхности верхнефаменской соленосной толщи (рис. 9.51), достаточно хорошо изученной бурением, сейсмо- и электроразведкой.

В лебедянско-стрешинском подэтаже, в основном, в нижней галитовой субформации, происходит переход от преимущественно блоково-пликативной структуры межсолевых отложений к пликативной структуре верхнефаменской соленосной толщи и надсолевых образований. Подошва этажа облекает подстилающие отложения и характеризуется, в основном, блоково-пликативной структурой, по поверхности галитовой подтолщи и в вышележащих образованиях развиты типичные пликативные структуры: антиклинали, купола, группирующиеся в протяженные валы; синклинали и мульды, объединяемые в синклинальные зоны. Это обусловлено отражением разломов флексурами в пластичной галитовой подтолще, а также активным проявлением в ней галокинеза.

Структурный план нижней части лебедянско-стрешинского подэтажа и степень проявления галокинеза в галитовой подтолще хорошо характеризует структурная карта ее кровли. Структурные планы кровли галитовой субформации и кровли фаменской соленосной формации в целом хорошо согласуются между собой, между ними, как правило, отмечается полное плановое соответствие. Однако по верхней поверхности структуры выполаживаются, так как в тектоническом отношении глинисто-галитовая подтолща входит в надсолевой этаж дислоцированности и как бы вложена в рельеф галитовой: выполняет синклинали и синклинальные зоны и облекает купола, брахиантиклинали, антиклинали и валы. К сводам поднятий мощность глинисто-галитовой субформации сокращается послойно, за счет подземного выщелачивания соли и размыва в кровле. Надсолевые девонские отложения с резким (до 40—50°) угло-

вым несогласием перекрывают глинисто-галитовую подтолщу. Превышения сводов поднятий над примыкающими к ним синклиналями и мульдами по кровле галитовой подтолщи достигают 4400 м, по поверхности верхнефаменской соленосной толщи они уменьшаются на 1000—2000 м. По кровле галитовой подтолщи углы падения на крыльях соляных криптодиапиров достигают 70° и иногда увеличиваются до 90°, на некоторых соляных поднятиях (Кнышевичское, Тишковское и др.) имеются соляные карнизы.

Региональное строение лебедянско-стрешинского и полесского структурных подэтажей описано далее по структурной карте поверхности верхнесоленосных отложений. Развитые в отложениях подэтажей пликативные структуры (купола, брахиантиклинали, антиклинали, структурные носы, мульды, синклинали и структурные заливы) в большинстве случаев достаточно уверенно объединяются в протяженные валы и синклинальные зоны субширотного простирания, поэтому схема районирования не претерпевает существенных изменений (Горелик, Айзберг, Синичка и др., 1968; Тектоника Белоруссии, 1976; Тектоника Припятского прогиба, 1979).

В Припятском прогибе по отложениям двух описываемых подэтажей выделяются Глусский, Березинский, Чернинский, Первомайский, Речицкий, Червонослободский, Притокский, Малодушинский, Бобровичский, Копаткевичский, Южно-Копаткевичский, Конковичский, Шестовичский, Сколодинский, Буйновичский, Лельчицкий, Хойникский, Наровлянский, Ельский валы и Дудичско-Хобнинское изометричное поднятие, объединяющее несколько соляных структур. Локальные поднятия, входящие в их состав, по генезису подразделяются на отраженные приразломные, не осложненные галокинезом; отраженные приразломные, осложненные галокинезом в различной степени; соляные наложенные; межкупольные поднятия типа "щита черепахи" (Конищев, 1975).

Синклинали, мульды и структурные заливы объединяются в Предберезинскую, Предпервомайскую, Предречицкую, Предчервонослободскую, Южно-Притокскую, Предмалодушинскую, Северо-Конковичскую, Северо-Шестовичскую, Предсколодинскую, Преднаровлянскую, Северо-Ельскую и Южно-Ельскую синклинальные зоны (Тектоника Белоруссии, 1976). Они расположены между валами и ориентированы преимущественно в субширотном направлении. Отрицательные структуры, как правило, отраженные приразломные, часто в той или иной степени компенсационные и остаточные.

Глусский вал расположен в северо-западной прибортовой части Припятского прогиба в пределах Речицко-Шатилковской ступени и контролируется Глусско-Березинским разломом на востоке и Речицко-Вишанским разломом на западе. Вал включает Северо-Оресский структурный нос, Дроздовскую, Восточно-Дроздовскую и Глусскую брахиантиклинали и протягивается в субширотном направлении на 55 км (см. рис. 9.51; рис. 9.52). Брахиантиклинали слабо выражены по поверхности верхней соленосной толщи: каждая их них оконтурена одной или двумя (–300 и –400 м) изогипсами, их амплитуда составляет 50—100 м, превышение сводов над соседними синклиналями достигает 200 м. Все поднятия и вал в целом отраженные приразломные, не осложнены галокинезом. По кровле галитовой подтолщи вал не выделяется, так как структуры имеют блоковый характер, вверх по разрезу структуры выполаживаются и по поверхности девонских отложений не выделяются.

Березинский вал расположен в Северной зоне бортовых уступов и примыкает с юга к Северо-Припятскому краевому разлому и зоне выклинивания фаменской соленосной толщи. Вал объединяет Ковчицкий отраженный структурный нос амплитудой свыше 200 м, Кнышевичский диапироидный купол размером 3,0 х 5,5 км и амплитудой свыше 400 м, небольшой (2,5 х 3,0 км) Судовицкий предтриасовый криптодиапировый купол амплитудой свыше 700 м, соляной массив которого осложнен соляным карнизом, Искровскую диапироидную антиклиналь (4 х 9 км) амплитудой свыше 200 м и Березинский диапироидный купол (5 х 9 км) амплитудой свыше 300 м (см. рис. 9.51). Галитовая субформация на Березинском поднятии слабо осложнена галокинезом и глинисто-галитовая интенсивно нарушена сбросами. Длина вала 60 км, ширина 4—6 км. Он ориентирован в запад—северо-западном, близком к широтному направлении. Все поднятия и вал в целом расположены в поднятом крыле Глусско-Березинского разлома и являются приразломными отраженными, осложненными в разной степени галокинезом в галитовой субформации. В галитовой, а иногда и в глинисто-галитовой субформациях сохраняются элементы блоковой структуры подстилающих межсолевых отложений, в надсолевых отложениях структуры выполаживаются вверх по разрезу. К востоку от Березинского поднятия вал не прослеживается, поскольку расположенная южнее Предберезинская синклинальная зона примыкает непосредственно к Северо-Припятскому краевому разлому. Только на Озерщинской площади выделяется структурный нос, примыкающий с юга к краевому разлому.

Предберезинская синклинальная зона расположена в северной погруженной части Речицко-Шатилковской ступени и разделяет на западе Чернинский и Березинский валы, а на востоке отделяет Первомайский вал от Северо-Припятского краевого разлома. Зона включает Южно-Ковчицкую, Южно-Кнышевичскую, Западно-Березинскую, Северо-Первомайскую, Западно-Александровскую и Северо-Александровскую синклина-

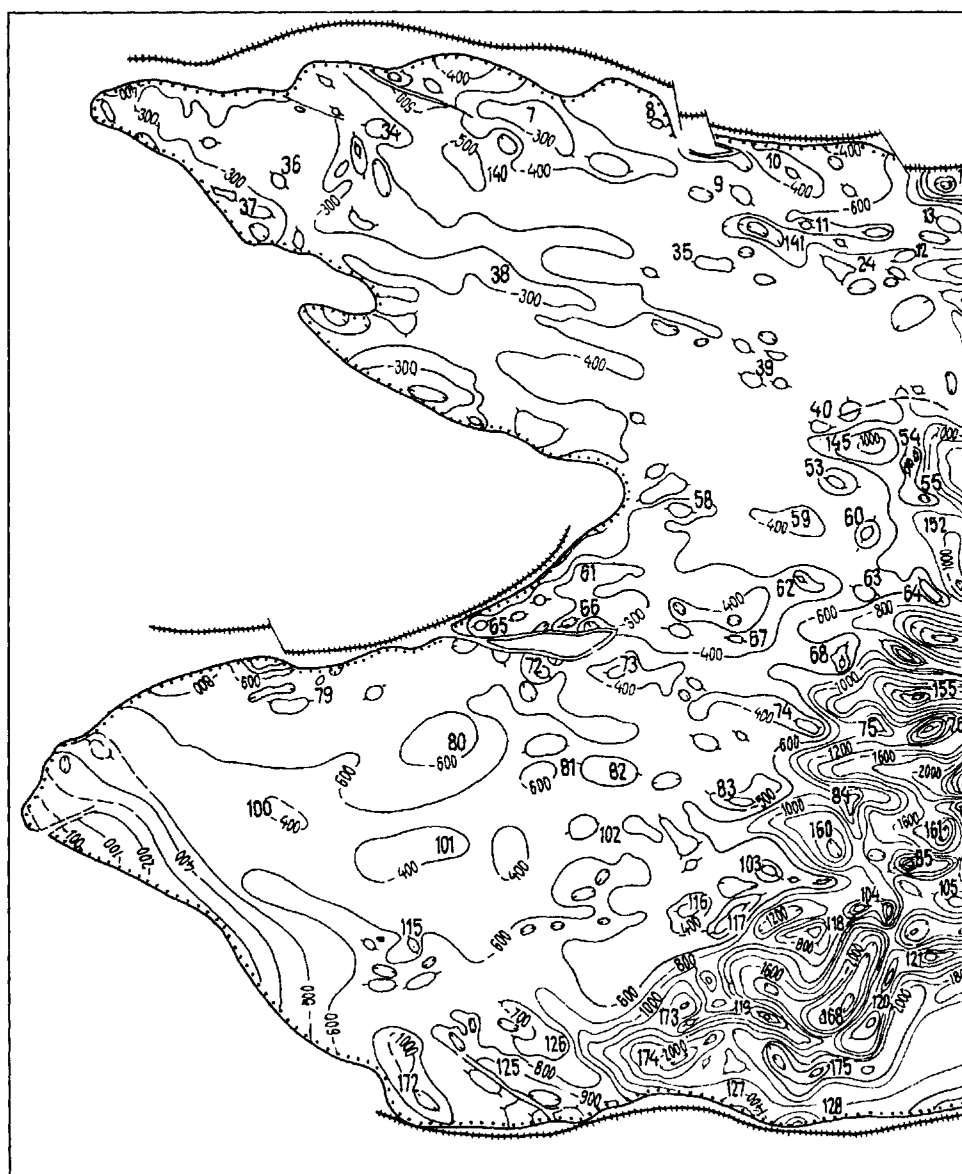


Рис. 9.51. Структурная карта поверхности фаменской соленосной толщи Припятского прогиба. Составлена по мате
1 — краевые разломы Припятского грабена, 2 — границы распространения фаменской соленосной толщи, 3 — изо
Ковчицкое, 2 — Кнышевичское, 3 — Судовицкое, 4 — Искровское, 5 — Березинское, 6 — Озерщинское, 7 — Дроздовское, 8 —
Моисеевское, 15 — Северо-Чернинское, 16 — Чернинское, 17 — Кормянское, 18 — Мольчанское, 19 — Зальинское, 20 —
26 — Мармовичское, 27 — Давыдовское, 28 — Сосновское, 29 — Осташковичское, 30 — Тишковское, 31 — Речицкое, 32 —
Нижинское, 39 — Червонослободское, 40 — Кошевичское, 41 — Октябрьское, 42 — Северо-Домановичское, 43 — Казанское,
50 — Ведричское, 51 — Малодушинское, 52 — Вышемировское, 53 — Заречинское, 54 — Комаровичское, 55 — Дубняковское,
Селютичское, 62 — Южно-Копаткевичское, 63 — Рыбхозовское, 64 — Западно-Гороховское, 65 — Остренское, 66 — Бринев
73 — Петриковское, 74 — Шестовичское, 75 — Скрыгаловское, 76 — Мышанское, 77 — Прудокское, 78 — Азерецкое, 79 —
вичское, 86 — Каменское, 87 — Мозырское, 88 — Южно-Автюковское, 89 — Автюковское, 90 — Дудичское, 91 — Лозковское,
Восточно-Хойникское, 98 — Северо-Хойникское, 99 — Майское, 100 — Губаревское, 101 — Горкинское, 102 — Восточно-
108 — Тульговичское, 109 — Южно-Хойникское, 110 — Микуличское, 111 — Людвинское, 112 — Любанское, 113 — Рудаков-
Западно-Валавское, 120 — Валавское, 121 — Николаевское, 122 — Ельское, 123 — Восточно-Ельское, 124 — Стреличевское,
Михайловское; синклинали, брахисинклинали, мульды: 131 — Северо-Судовицкая, 132 — Южно-Ковчицкая, 133 — Южно-
Тишковская, 138 — Северо-Васильевская, 139 — Северо-Ветхинская, 140 — Южно-Дроздовская, 141 — Западно-Борисовс
Казанская, 147 — Западно-Притокская, 148 — Южно-Притокская, 149 — Южно-Золотухинская, 150 — Южно-Малодушинс
Северо-Скрыгаловская, 156 — Северо-Прудокская, 157 — Северо-Азерецкая, 158 — Южно-Азерецкая, 159 — Северо-Камен
Северо-Наровлянская, 165 — Южно-Великоборская, 166 — Южно-Хойникская, 167 — Южно-Майская, 168 — Западно-Ва
вичская, 173 — Восточно-Дроздовская, 174 — Восточно-Боровская, 175 — Южно-Валавская, 176 — Южно-Ельская, 177 —

риалам бурения и геофизических исследований ПО "Белгеология" и "Белоруснефть".
гипсы поверхности фаменской соленосной толщи, 4 — номера локальных структур. Локальные структуры: поднятия: 1 —
Осовецкое, 9 — Восточно-Дроздовское, 10 — Глусское, 11 — Холопиничское, 12 — Малынское, 13 — Оземлинское, 14 —
Шатилковское, 21 — Первомайское, 22 — Восточно-Первомайское, 23 — Александровское, 24 — Борисовское, 25 — Вишанское,
Василевское, 33 — Ветхинское, 34 — Дарасинское, 35 — Северо-Калиновское, 36 — Покровское, 37 — Старобинское, 38 —
44 — Коренёвское, 45 — Южно-Домановичское, 46 — Притокское, 47 — Смагловское, 48 — Руднинское, 49 — Золотухинское,
56 — Западно-Савичское, 57 — Бобровичское, 58 — Восточно-Кузмичевское, 59 — Залесское, 60 — Копаткевичское, 61 —
ское, 67 — Северо-Шестовичское, 68 — Конковичское, 69 — Птичское, 70 — Гороховское, 71 — Савичское, 72 — Найдовское,
Вересницкое, 80 — Туровское, 81 — Переровское, 82 — Судиборское, 83 — Сколодинское, 84 — Казимировское, 85 — Махно-
92 — Хобнинское, 93 — Северо-Хобнинское, 94 — Омельковщинское, 95 — Западно-Хойникское, 96 — Хойникское, 97 —
Симоновичское, 103 — Буйновичское, 104 — Анисимовское, 105 — Заозерное, 106 — Кустовницкое, 107 — Наровлянское,
ское, 114 — Остроглядское, 115 — Сологубовское, 116 — Великопольское, 117 — Лельчицкое, 118 — Софиевское, 119 —
125 — Милашевичское, 126 — Боровское, 127 — Новохуторское, 128 — Медведнинское, 129 — Выступовичское, 130 —
Кнышевичская, 134 — Северо-Первомайская, 135 — Северо-Александровская, 136 — Южно-Первомайская, 137 — Северо-
кая, 142 — Южно-Вишанская, 143 — Южно-Тишковская, 144 — Южно-Речицкая, 145 — Северо-Заречинская, 146 — Южно-
кая, 151 — Южно-Барсуковская, 152 — Западно-Бобровичская, 153 — Северо-Птичская, 154 — Западно-Савичская, 155 —
ская, 160 — Северо-Буйновичская, 161 — Западно-Каменская, 162 — Южно-Каменская, 163 — Северо-Кустовницкая, 164 —
лавская, 169 — Южно-Наровлянская, 170 — Западно-Тульговичская, 171 — Северо-Стреличевская, 172 — Западно-Милаше-
Восточно-Михайловская.

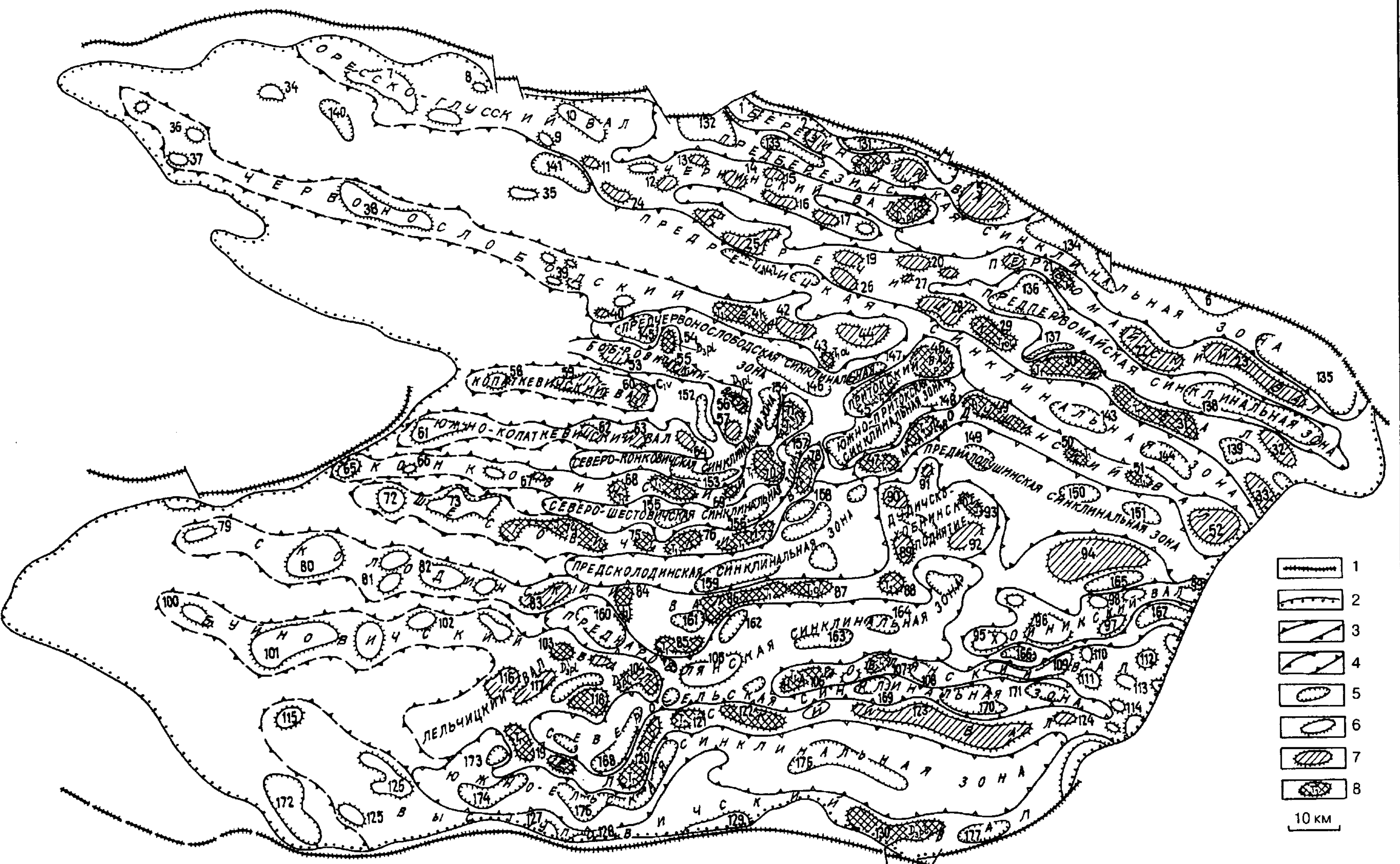


Рис. 9.52. Схема структурного районирования поверхности фаменских соленосных отложений Припятского прогиба. Составили Р.Е. Айзберг, Р.Г. Гарецкий, В.С. Конищев.

1 — краевые разломы Припятского грабена, 2 — границы распространения фаменской соленосной толщи, 3 — границы валов, 4 — границы синклинальных зон, 5 — контуры синклиналей и мульд, 6 — контуры поднятий, 7 — диапироиды, 8 — криптодиапиры (индексом показан возраст отложений, перекрывающих брекчию кепрока). Список локальных структур см. на рис. 9.51.

ли и мульды, в которых поверхность фаменской соленосной толщи залегает на отметках от –1200 до –1800 м. Глубина синклинальной зоны относительно сводов смежных поднятий изменяется в широких пределах и достигает 1200 м, по кровле галитовой подтолщи она увеличивается до 2600, а по поверхности девонских отложений уменьшается до 500 м. Длина зоны 150 км, ширина 4—8 км. Вся зона и осложняющие ее синклинали и мульды отраженные приразломные, компенсационные и остаточные, так как соль галитовой подтолщи иногда полностью отжата из них в соседние соляные поднятия. Амплитуда компенсационного прогибания достигала 800 м и более.

Чернинский вал расположен в средней части Речицко-Шатилковской ступени на моноклинали межсолевых отложений, осложненной структурными террасами, малоамплитудными антиклиналями и разрывными нарушениями, связанными с разломами в подсолевых отложениях. Вал ориентирован в запад—северо-западном, близком к широтному направлении и протягивается на расстояние свыше 60 км при ширине 4—8 км. Вал относительно слабо выражен по поверхности верхней соленосной толщи: его амплитуда по северному крылу достигает 700 м, увеличиваясь до 1800 по кровле галитовой подтолщи, по южному крылу она не превышает 300 м. Вал осложнен малоамплитудными антиклиналями, брахиантиклиналями и куполами, которые группируются в две параллельные линии поднятий: северная включает Холопиничское, Оземлинское, Моисеевское, Северо-Чернинское и Мольчанское поднятия, южная — Малынское, Моисеевское, Чернинское и Кормянское поднятия, при этом Моисеевский купол принадлежит обоим линиям поднятий (см. рис. 9.51, 9.52). Все соляные поднятия и вал диапироидные наложенные.

Первомайский вал аналогичен Чернинскому и расположен в погруженной восточной части Речицко-Шатилковской ступени, но в отличие от Чернинского вала имеет более четкую связь с Оземлинско-Первомайским разломом-спутником. Длина вала свыше 60 км, ширина 3—5 км. На востоке вал ориентирован в северо-западном направлении, на западе его простирание меняется на субширотное и в восточной части Вишанского поднятия он соединяется с Речицким валом. Вал объединяет наложенные Зальинскую и Шатилковскую диапироидные антиклинали, Первомайский предъюрский криптодиапировый купол, Восточно-Первомайскую диапироидную антиклиналь и приразломную Александровскую диапироидные антиклинали (см. рис. 9.51, 9.52). Амплитуда вала по поверхности фаменской соленосной толщи изменяется от 200 до 1400 м относительно северного и от 100 до 1100 м относительного южного крыла. По кровле галитовой подтолщи амплитуда вала увеличивается на 1000—2000 м, по кровле девонских отложений она не превышает 600 м.

Предпервомайская синклинальная зона разделяет Первомайский и Речицкий валы и протягивается на 75 км в северо-западном направлении. В осевой части зоны поверхность фаменской соленосной толщи погружается на восток от отметки –700 до –2000 м, соответственно глубина зоны увеличивается от первых сотен до 1400 м. По кровле галитовой субформации глубина зоны возрастает на 600—1900 м, по кровле девонских отложений она не превышает 600 м. Зона компенсационная и остаточная, на востоке также приразломная отраженная.

Речицкий вал расположен в южной приразломной части Речицко-Шатилковской ступени в поднятом северном крыле Речицко-Вишанского глубинного разлома и протягивается с северо-запада на юго-восток на 150 км. Вал соляной приразломный отраженный. Он включает Борисовскую, Вишанскую, Мармовичскую, Давыдовскую, Сосновскую диапироидные, Осташковичскую, Тишковскую и Речицкую криптодиапировые, Василевскую диапироидную антиклинали и брахиантиклинали и Ветхинский структурный пояс (см. рис. 9.51). С запада на восток увеличивается амплитуда Речицко-Вишанского разлома и активность галокинеза, в связи с чем амплитуда вала увеличивается от 100 на западе до 2400 м на востоке. Вал, особенно на востоке, асимметричен, его южное приразломное крыло круче северного, а амплитуда южного крыла на 1500—2000 м больше, чем северного. По кровле галитовой субформации амплитуда вала иногда на 1800 м больше, а по поверхности девонских отложений на 1500—1800 м меньше, чем по поверхности фаменской соленосной толщи.

Предречицкая синклинальная зона расположена в северной погруженной части Червонослободско-Малодушинской ступени и примыкает с юга к Глусскому и Речицкому валам, протягиваясь с северо-запада на юго-восток на 225 км. Она объединяет Западно-Оресский структурный залив, Южно-Оресскую, Южно-Дроздовскую, Южно-Малынскую, Южно-Вишанскую, Южно-Давыдовскую, Южно-Сосновскую, Южно-Тишковскую и Южно-Речицкую синклинали и мульды. Отметки залегания поверхности верхней соленосной толщи в осевой части зоны увеличиваются от –500 м на северо-западе до –3000 м на юго-востоке; амплитуда зоны относительно смежных поднятий возрастает от 200 до 2400 м. По кровле галитовой подтолщи амплитуда зоны на востоке достигает 4000 м, по кровле девонских отложений она не превышает 1000 м. Синклинальная зона в плане совпадает с зоной приразломных опусканий по подсолевым и межсолевым отложениям и на всем протяжении является отраженной приразломной, в восточной части она также компенсационная и остаточная, до половины амплитуды зоны здесь обусловлены галокинезом.

Червонослободский вал расположен в южной поднятой приразломной части западной половины Чер-

вонослободско-Малодушинской ступени и протягивается в северо-западном направлении на 150 км. Вал объединяет Старобинскую, Ново-Дубровскую, Червонослободскую, Кошевичскую, Октябрьскую, Северо-Домановичскую, Казанскую, Коренёвскую антиклинали и брахиантиклинали (см. рис. 9.52). Поднятия отраженные приразломные, в восточной части также соляные диапироидные (Северо-Домановичская, Казанская, Коренёвская) и криптодиапировые (Октябрьские). В восточном направлении амплитуда вала увеличивается от 50 до 200 м по северному и до 1400 м по южному крылу, поскольку на востоке вал резко асимметричен.

Предчервонослободская синклинальная зона примыкает с юга к Червонослободскому валу и располагается в северной погруженной части Азерецко-Великоборской ступени. Она ориентирована согласно простиранию вала и протягивается на 120 км, совпадая в плане с зоной приразломных опусканий по подсолевым и межсолевым отложениям. Зона отраженная приразломная, в восточной части также компенсационная и остаточная, поэтому глубина зоны по поверхности верхней соленосной толщи увеличивается к востоку от отметок –500 до –2000 м, а амплитуда возрастает от 100 до 1300 м.

Притокский вал объединяет Южно-Домановичскую предтриасовую криптодиапировую антиклиналь размером 5 х 13 км и амплитудой 800 м и Притокский криптодиапировый предпалеогеновый купол размером 5,5 х 9 км и амплитудой свыше 1000 м (см. рис. 9.51, 9.52). Длина вала 24 км. Он ориентирован в северо-восточном направлении, косо по отношению простирания ступени и согласно простиранию Червонослободского и Малодушинского соляных валов, которые меняют в этой части простирание на северо-восточное и юго-западное. Местоположение и простирание фаменских соляных поднятий вала контролируется верхнефранскими соляными поднятиями.

Южно-Притокская синклинальная зона примыкает к Притокскому валу с юго-востока, отделяя его от Малодушинского вала, и объединяет Северо-Смагловскую и Южно-Притокскую синклинали. Амплитуда прогибания зоны относительно смежных валов достигает 1000—1600 м по поверхности фаменской соленосной толщи и возрастает до 2800 м по кровле галитовой субформации. В надсолевых отложениях Северо-Смагловской синклинали изучено Баженовское поднятие типа “щита черепахи”.

Малодушинский вал расположен в южной поднятой части восточной половины Червонослободско-Малодушинской ступени; протягиваясь с юго-востока на северо-запад на 60 км, он круто поворачивает на юго-запад и смещается в пределы Заречинско-Великоборской ступени. Вал приразломный отраженный, осложненный галокинезом в верхнефранской и фаменской соленосных толщах. Он объединяет Смагловскую (3,5 х 10 км) и Руднинскую (4 х 8 км) предтриасовые криптодиапировые антиклинали, протяженную (4 х 42 км) Малодушинскую предтриасовую антиклиналь, осложненную небольшими антиклиналями (Золотухинская, Ведричская и Малодушинская), и Вышемировский диапироидный купол (9 х 10,5 км). Амплитуда отдельных поднятий по поверхности фаменской соленосной формации составляет 400—800 м, превышение вала над соседними синклинальными зонами достигает 2300—2800 м, увеличиваясь до 3200—4200 м по кровле галитовой субформации и уменьшаясь до 1000 м по кровле девонских отложений.

Предмалодушинская синклинальная зона размером 10 х 60 км примыкает с юга к Малодушинскому валу и расположена в погруженной северной части Заречинско-Великоборской ступени. Она объединяет Южно-Золотухинскую, Южно-Малодушинскую и Южно-Барсуковскую синклинали, в которых поверхность верхней соленосной толщи залегает на отметках от –2700 до –2900 м. Их амплитуда относительно смежных поднятий достигает 2500 м, увеличивается до 3400м по кровле галитовой субформации и уменьшается до 1000 м по кровле девонских отложений. В плане зона совпадает с Предмалодушинской зоной приразломных опусканий по подсолевым и синклинальной зоной по межсолевым отложениям, несколько смещаясь на юг. По генезису зона отраженная приразломная, компенсационная и остаточная.

Бобровичский вал сложной конфигурации выделен на западе Заречинско-Великоборской ступени и расположен в ее средней части, где он контролируется серией локальных разломов. Вал размером 6 х 45 км включает Заречинскую диапироидную брахиантиклиналь, Комаровичский и Бобровичский предтриасовые криптодиапиры. Амплитуда поднятий 200—400 м, превышение вала над синклиналями достигает 1000 м и увеличивается по кровле галитовой субформации до 2000 м. Поднятия вала отраженные приразломные, осложненные галокинезом в галитовой субформации.

Копаткевичский вал объединяет Залесскую диапироидную брахиантиклиналь и Копаткевичский предверхневизейский криптодиапировый купол. Амплитуда поднятий 50—200 м, превышение вала над синклиналями до 350 м, размеры 4 х 20 км. Вал расположен в поднятом крыле Копаткевичского субрегионального разлома, он приразломный отраженный и соляной с проявлением галокинеза в галитовой субформации.

Южно-Копаткевичский вал расположен южнее на северном склоне Петриковского погребенного выступа и контролируется осложняющим его разломом. Вал ориентирован в субширотном направлении и имеет форму раскрывающегося на запад структурного носа, осложненного Южно-Залесским несоляным поднятием на западе, Южно-Копаткевичским и Южно-Гороховским диа-

пироидами на востоке. Амплитуда поднятий 50—100 м.

Конковичский вал располагается на южном склоне и западной периклинали Петриковского погребенного выступа и имеет субширотное простирание, на востоке в зоне влияния Пержанско-Симоновичского разлома его простирание резко изменяется на северо-восточное и вал смещается в пределы Заречинско-Великоборской ступени. Вал включает Копцевичское отраженное поднятие, Северо-Шестовичскую диапироидную антиклиналь амплитудой около 50 м, Конковичский криптодиапировый купол амплитудой 300 м, Птичскую предтриасовую криптодиапировую антиклиналь размером 2 x 20 км и амплитудой 200 м, Гороховский предтриасовый криптодиапировый купол и Савичскую предтриасовую криптодиапировую антиклиналь (см. рис. 9.52). Превышение вала над смежными синклинальными зонами увеличивается от 50 м на западе до 1700 м на востоке, по кровле галитовой субформации оно возрастает до 2600 и уменьшается по кровле девонских отложений до 600—900 м. На западе вала поднятия отраженные приразломные, на востоке они осложнены галокинезом в двух соленосных толщах.

Северо-Конковичская синклинальная зона ограничивает Конковичский вал с севера и северо-запада. Она расплывается и замыкается на западе, на северо-востоке вливается в Предчервонослободскую синклинальную зону. Глубина зоны достигает 1200 м по поверхности верхней соленосной толщи и 1400 по кровле галитовой субформации, по кровле девонских отложений она не превышает 600 м. Зона отраженная, компенсационная и остаточная.

Северо-Шестовичская синклинальная зона ограничивает Конковичский вал с юга и юго-востока, отделяет его от Шестовичского вала и включает Северо-Скрыгаловскую, Северо-Прудокскую и Северо-Азерецкую синклинали. Кровля галитовой субформации погружена в них до отметок –2200...–3200 м, поверхность фаменской соленосной толщи — до -1700...-2000 м и поверхность девонских отложений — до –1600...–1900 м. Зона отраженная, компенсационная и остаточная.

Шестовичский вал на западе ориентирован в субширотном направлении и располагается в поднятой части Шестовичско-Сколодинской ступени, на востоке в зоне влияния Первомайско-Заозерного поперечного разлома он меняет простирание на северо-восточное, проходит над периклиналью Петриковского погребенного выступа и смещается в пределы Заречинско-Великоборской ступени. Длина вала 96 км. Он объединяет Бриневское и Петриковское приразломные отраженные несоляные поднятия, Шестовичскую предъюрскую криптодиапировую антиклиналь, Скрыгаловский предтриасовый криптодиапировый купол, Мышанскую предтриасовую криптодиапировую брахиантиклиналь, Прудокскую и Азерецкую предтриасовые криптодиапировые антиклинали (см. рис. 9.52). Шестовичский фаменский криптодиапир приразломный, Скрыгаловское, Мышанское и Прудокское фаменские поднятия осложняют своды верхнефранских соляных антиклиналей. Вал слабо выражен по поверхности верхней соленосной толщи в западной части: здесь амплитуда локальных поднятий около 100 м. Начиная с восточной части Шестовичского поднятия, контрастность вала резко возрастает: амплитуда локальных поднятий увеличивается до 600 м, а превышение вала над синклинальными зонами до 1800 м. По кровле галитовой субформации высота вала достигает 3000 м, по поверхности девонских отложений максимальная высота вала уменьшается до 900 м.

Предсколодинская синклинальная зона ограничивает Шестовичский вал с юга, отделяя его от Сколодинского вала. Зона ориентирована в субширотном направлении и протягивается на 120 км. К востоку она расширяется от 4—5 до 20 км и ограничивается с востока Дудичско-Хобнинским поднятием. В западной части зона слабо выражена и ее амплитуда не превышает 100—200 м. В районе Шестовичского поднятия поверхность верхней соленосной толщи резко погружается до отметок –1600 и –2600 м, глубина зоны относительно смежных поднятий достигает 2000 м. По поверхности девонских отложений она уменьшается до 900 м. Зона отраженная приразломная, на востоке также компенсационная и остаточная.

Сколодинский вал протягивается в субширотном направлении на 110 км и на востоке соединяется с Дудичско-Хобнинской группой соляных поднятий. Вал объединяет отраженные приразломные несоляные поднятия (Туровское, Переровское, Судиборское) в западной и соляные (Сколодинский диапироид, Казимировский и Мозырский предтриасовые криптодиапиры) в восточной части (см. рис. 9.52). В западной части амплитуда вала не превышает 200 м, а каждое поднятие оконтурено изогипсой –600 м. В восточной части вала амплитуда поднятий составляет 200—400 м, а вала до 1000—1800 м. По кровле галитовой субформации высота вала увеличивается до 2800 м, а по поверхности девонских отложений она не превышает 800 м. На востоке вала галокинез проявился не только в фаменской, но и в верхнефранской соленосных толщах и фаменские соляные поднятия осложняют своды верхнефранских соляных поднятий.

Дудичско-Хобнинское поднятие имеет неправильную, в целом изометричную форму и объединяет Южно-Автюковское и Северо-Хобнинское предтриасовые криптодиапировые поднятия, Автюковское, Дудичское, Хобнинское, Лозковское и Макановичское диапироидные поднятия брахиантиклинальной и куполовидной формы. Поднятия приразломные соляные. Галокинезом осложнена галитовая субформация, а на некоторых поднятиях (Северо-Хобнинское) и верхнефранская

соленосная толща. Амплитуда поднятий по поверхности фаменской соленосной толщи 200—400 м, амплитуда всего поднятия 600—800 м, превышение сводов поднятий над смежными синклиналями достигает 2000 м. Дудичско-Хобнинское поднятие расположено в пределах Заречинско-Великоборской ступени и Петриковско-Хобнинской зоны погребенных выступов. По поверхности фаменской соленосной толщи поднятие на юго-западе соединяется со Сколодинским валом, на западе ограничено Предсколодинской синклинальной зоной, на севере Предмалодушинская синклинальная зона отделяет поднятие от Малодушинского вала, а на востоке седловина, соединяющая Предмалодушинскую и Преднаровлянскую синклинальные зоны, отделяет поднятие от Великоборской антиклинали и Хойникского вала.

Великоборская антиклиналь расположена в восточной части Заречинско-Великоборской ступени и примыкает с севера к зоне резкого сокращения мощности галитовой субформации. Это изолированное приразломное отраженное антиклинальное поднятие размером 6 x 20 км и амплитудой свыше 600 м, образованное галокинезом в галитовой субформации и ориентированное в субширотном направлении.

Хойникский вал расположен в восточной части Петриковско-Хобнинской зоны осевых погребенных выступов и вытянут в субширотном направлении на 45 км. Он включает Западно-Хойникскую, Хойникскую, Северо-Хойникскую и Восточно-Хойникскую отраженные брахиантиклинали и антиклинали амплитудой 100—200 м. Мощность галитовой субформации здесь резко сокращена и она не осложнена галокинезом. Поднятия быстро выполаживаются вверх по разрезу.

Преднаровлянская синклинальная зона протягивается с запада на восток на 140 км и отделяет Сколодинский вал на севере от Буйновичского и Наровлянского валов на юге. Она объединяет Северо-Буйновичскую, Западно-Каменскую, Южно-Каменскую, Северо-Кустовницкую и Северо-Наровлянскую синклинали. На западе зона слабо выражена и имеет нечеткие очертания, ее амплитуда не превышает 200 м. К востоку от Сколодинского поднятия поверхность верхней соленосной толщи круто погружается до отметок –1400...–2600 м, а амплитуда зоны увеличивается до 1000 м. Зона отраженная приразломная, на востоке также компенсационная и остаточная. В средней части зона осложнена Заозерным межкупольным поднятием типа "щита черепахи".

Буйновичский вал, как и примыкающий к нему Анисимовский, выделяется в значительной степени условно, поскольку четкой ориентации в расположении поднятий здесь нет. Вал расположен в западной части Наровлянско-Ельской ступени и протягивается в субширотном направлении на 50 км. Он объединяет Губоревское, Горкинское и Восточно-Симоновичское отраженные поднятия, Буйновичский и Анисимовский предполесские криптодиапиры. Амплитуда поднятий на западе не превышает 100 м, на востоке достигает 300 м и более, а амплитуда вала увеличивается до 1000 м.

Лельчицкий вал объединяет Симоновичское отраженное, Великопольское, Лельчицкое и Софиевское диапироидные поднятия и протягивается в субширотном направлении на 35 км. Амплитуда поднятий увеличивается от 100 м на западе до 600 м на востоке.

Наровлянский вал расположен над северной приразломной частью восточной половины Наровлянско-Ельской ступени. Вал протягивается в субширотном направлении на 75 км и включает Кустовницкий и Наровлянский приразломные предтриасовые криптодиапиры, Восточно-Наровлянский диапироид, Южно-Хойникское, Микуличское, Людвинское, Лубенское, Рудаковское и Остроглядское несоляные отраженные поднятия. Амплитуда поднятий уменьшается на восток от 400 до 100 м, амплитуда вала — от 1400 до 100 м.

Северо-Ельская синклинальная зона отделяет Ельский вал от Наровлянского вала на севере, Буйновичского и Лельчицкого валов на западе. Она включает Северо-Валавскую, Западно-Кустовницкую, Южно-Наровлянскую, Южно-Тульговичскую и Северо-Стреличевскую компенсационные синклинали. Их глубина относительно смежных поднятий изменяется от 600 до 1200 м, уменьшаясь с запада на восток.

Ельский вал протягивается на 135 км в субширотном направлении в средней части Наровлянско-Ельской ступени, при этом на западе в районе Валавского поднятия в зоне влияния диагонального Первомайско-Заозерного разлома он круто меняет простирание на субмеридиональное и смещается к югу, где приобретает северо-западное простирание. Вал объединяет Западно-Валавский, Валавский, Николаевский, Ельский, Восточно-Ельский предтриасовые криптодиапиры и Стреличевский диапироид (см. рис. 9.52). Амплитуда поднятий 100—400 м, высота вала относительно смежных синклиналей 1000—2000 м и более, при этом амплитуда южного крыла на 1000—1500 м больше. По поверхности девонских отложений высота вала уменьшается до 300—800 м.

Южно-Ельская синклинальная зона ограничивает с юга Ельский вал и включает Восточно-Дубровскую, Восточно-Боровскую, Южно-Валавскую, Южно-Ельскую, Грушевскую и Северо-Михайловскую синклинали и мульды. Глубина зоны относительно смежных поднятий составляет 1000—2500 м. В плане она отвечает синклинальной зоне по межсолевым отложениям и является унаследованной, но ее осевая часть смещена к северу, в сторону Ельского соляного вала, поскольку значительное влияние на ее формирование оказал галокинез и она является также компенсационной и остаточной.

Выступовичский вал по существу имеет одно

северное крыло, прислоненное с севера к Южно-Припятскому краевому разлому и зоне вклинивания верхней соленосной толщи и осложненное структурными носами. Только на востоке выделяется Михайловская антиклиналь и намечается южное крыло вала.

В региональном плане отмечается погружение поверхности верхней соленосной толщи с запада на восток, причем особенно резко оно происходит восточнее зоны, проходящей примерно через Буйновичскую, Шестовичскую, Копаткевичскую и Моисеевскую структуры. На западе поверхность слабо дислоцирована, так как галокинез здесь не проявился. Второй участок высокого залегания и слабой дислоцированности отмечен на юго-востоке прогиба в восточной части Петриковско-Хобнинской зоны осевых погруженных выступов и периклиналей. На остальной территории прогиба в Центральном и Восточном сегментах в связи с проявлением фаменского галокинеза эта поверхность интенсивно дислоцирована и перепады отметок в сводах соляных поднятий и в синклиналях достигают 2000—3000 м.

Каменноугольный структурный этаж в целом наследует структурный план подстилающих надсолевых девонских отложений и поверхности фаменской соленосной формации, хотя структуры в каменноугольных отложениях выполаживаются, так как на крыльях соляных валов и поднятий каменноугольные отложения с перерывом, размывом и угловым несогласием перекрывают надсолевые девонские отложения (Гарецкий, Конищев, Толстошеев, 1979). Однако там, где активно проявилась соляная тектоника в галитовой субформации фаменской соленосной толщи и ее поверхность сильно дислоцирована, происходит некоторая перестройка структурного плана вверх по разрезу. Отложения этажа развиты неповсеместно: они практически полностью отсутствуют в Старобинской центриклинальной депрессии, широко распространены в восточной части Туровской депрессии, где слабо дислоцированы; на остальной части прогиба они выполняют синклинальные зоны и отсутствуют в сводах валов, в основном, в результате многочисленных размывов (Толстошеев, 1988). Поэтому в отложениях этажа выделяются синклинальные зоны, осложняющие их синклинали, брахисинклинали, мульды, структурные заливы, а также единичные (Василевичское, Заозерное и др.) межкупольные поднятия типа "щита черепахи". Изменение структурных планов выражается в смещении осевых частей синклинальных зон вверх по разрезу этажа в сторону прилегающих соляных поднятий, расположенных вверх по восстанию ступеней. Это смещение обусловлено направленной миграцией компенсационных мульд и синклиналей вверх по восстанию подстилающих соль отложений. Подобное смещение отмечается в Предпервомайской, Предречицкой, Предчервонослободской, Северо-Конковичской, Северо-Шестовичской, Предскодинской, Южно-Ельской синклинальных зонах. Выделяемые в каменноугольных отложениях пассивные межкупольные поднятия типа "щита черепахи" расположены над синклиналями и мульдами поверхности верхнесоленосной толщи.

Нижнепермский структурный этаж распространен ограниченно в центральных районах Припятского прогиба, в основном, в прислоненных компенсационных синклиналях и мульдах и сложен пестроцветными песчано-глинистыми отложениями мощностью в первые десятки метров, только в Южно-Каменской и Северо-Каменской (Свободской) прислоненных компенсационных синклиналях их мощность увеличивается соответственно до 1350 и 1400 м и в последней они содержат прослои каменных и калийных солей. Отложения этажа несогласно, с размывом перекрывают разновозрастные каменноугольные и надсолевые девонские отложения и несогласно перекрыты триасовыми (Конищев, 1996_1). Наглядное представление о строении этажа и его соотношении с вмещающими отложениями дают профильные разрезы через Заозерное межкупольное, Каменское, Прудокское соляные поднятия, Южно-Каменскую и Северо-Каменскую (Свободскую) прислоненные компенсационные синклинали (рис. 9.53, 9.54).

Нижне-среднетриасовый структурный этаж завершает герцинский структурный комплекс. Он начинается с дудичской свиты и залегает с крупным стратиграфическим и угловым несогласием на разновозрастных подстилающих отложениях от нижнепермских в компенсационных синклиналях и мульдах до лебедянской брекчии кепрока в сводах соляных криптодиапиров и пород фундамента на плечах прогиба. Отложения этажа развиты на большей части прогиба и отсутствуют только в самых западных районах (рис. 9.55).

Отмечается общее совпадение структурных форм поверхности верхнесоленосной толщи и подошвы триасовых отложений и в большей степени подстилающих нижнепермских и каменноугольных образований. В отложениях этажа развиты исключительно пликативные структуры: валы и синклинальные зоны, осложняющие их антиклинали, брахиантиклинали, купола, структурные носы, синклинали, мульды, структурные заливы, унаследованные от подстилающих отложений, хотя амплитуды их значительно уменьшаются и нет такой четкой линейности, как в подстилающих отложениях. Отмечаются и некоторые перестройки структурных планов: осевые части синклиналей и мульд смещены в сторону соседних соляных поднятий, над некоторыми соляными поднятиями (Давыдовское, Северо-Домановичское, Наровлянское, Ельское и др.) развиты наложенные мульды и синклинали оседания, образовавшиеся в результате активного выщелачивания соли. В сводах некоторых соляных поднятий установлены внутричехольные продольные и кольцевые сбросы (Конищев,

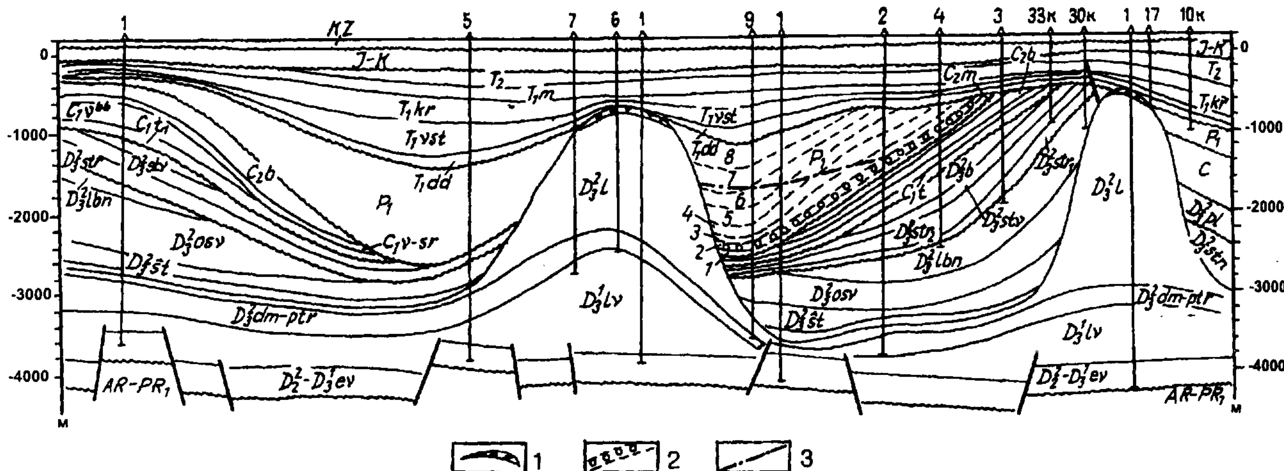


Рис. 9.53. Геологический профильный разрез через Каменское и Прудокское соляные поднятия, Южно-Каменскую и Северо-Каменскую (Свободскую) прислоненные компенсационные синклинали. Составил В.С. Конищев.

1 — брекчия кепрока, 2 — соляной пласт в нижнепермских отложениях, 3 — кровля засолоненных нижнепермских пород.

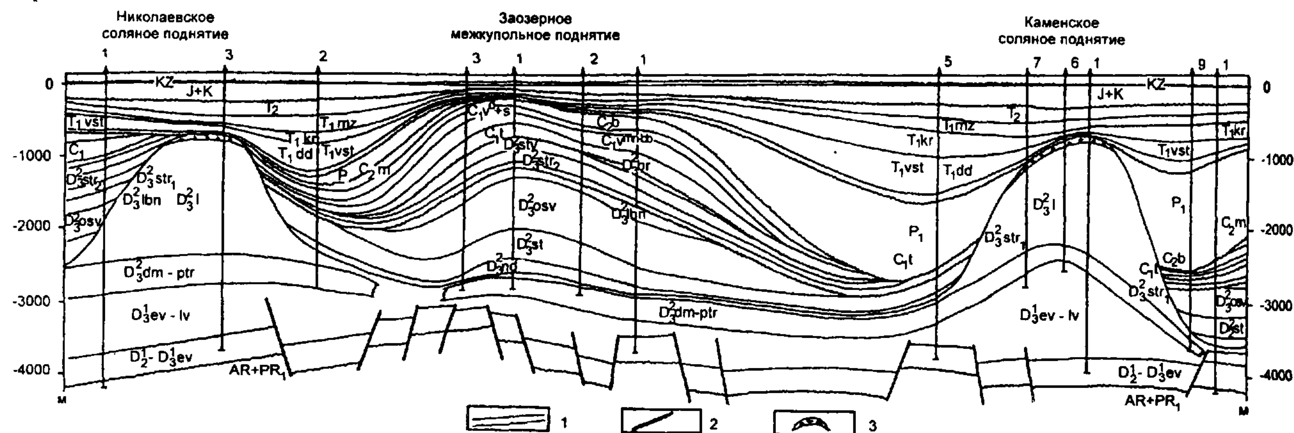


Рис. 9.54. Геологический профильный разрез через Николаевское и Каменское соляные и Заозерное межкупольное поднятия. Составил В.С. Конищев.

1 — стратиграфические границы без размыва и с размывом, 2 — разрывные нарушения, 3 — брекчия кепрока.

Макаревич, 1971).

Отложения этажа наиболее интенсивно дислоцированы в центральных районах прогиба, особенно в поперечной Валавско-Хатецкой полосе прогибания, где интенсивно проявился галокинез в верхнефаменской соленосной толще. Здесь амплитуда соляных поднятий по подошве этажа достигает иногда 800 м, а глубина прогибания компенсационных синклиналей относительно сводов поднятий превосходит 1600 м. В западной, северной и юго-восточной частях прогиба отложения этажа слабо дислоцированы (Монкевич, 1976).

Киммерийско-альпийский структурный комплекс

Комплекс слагает небольшую верхнюю часть платформенного чехла Припятского прогиба мощностью 200—600 м и с региональным и стратиграфическим несогласием перекрывает разновозрастные подстилающие отложения вплоть до пород фундамента на бортах прогиба. Отложения комплекса образуют Припятско-Днепровскую наложенную синеклизу и погружаются с севера, юга и запада к центру и к юго-востоку в сторону Брагинско-Лоевской седловины и Днепровско-Донецкого прогиба.

Отложения комплекса наследуют структурный план нижне- среднетриасового этажа: в них прослеживаются те же валы, антиклинали, брахиантиклинали, купола, синклинальные зоны, синклинали, мульды. Однако степень дислоцированности отложений и амплитуды структур резко уменьшаются, последние редко превышают 200—280 м. В соответствии с этим изменяется морфология структур и не все структуры подсти-

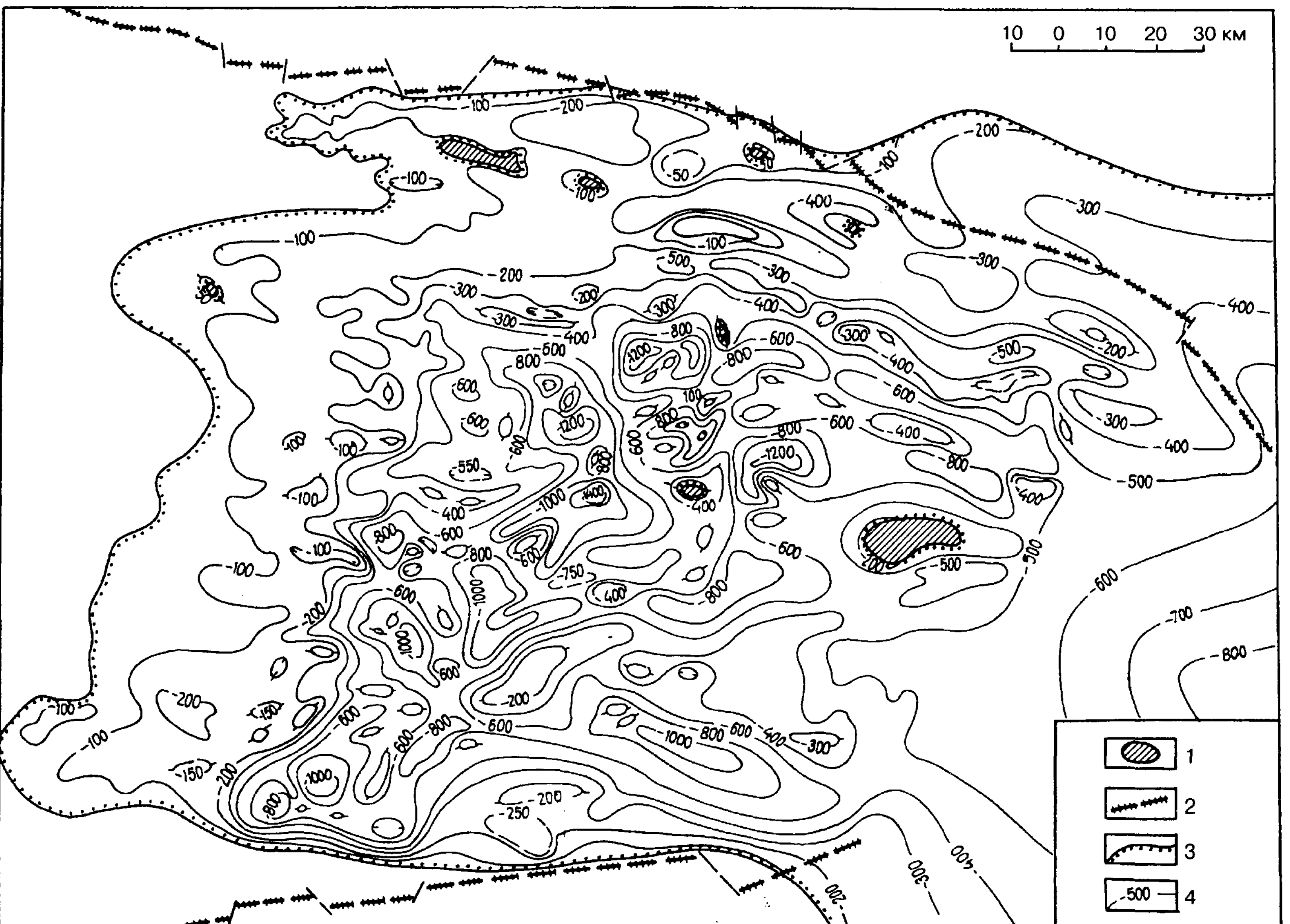


Рис. 9.55. Структурная карта подошвы триасовых отложений Припятского прогиба. Составил К.Н. Монкевич.

1 — участки отсутствия триасовых отложений, 2 — краевые разломы Припятского прогиба, 3 — граница распространения триасовых отложений, 4 — изогипсы подошвы триасовых отложений

лающего этажа находят отражение в образованиях комплекса.

Вверх по разрезу структуры комплекса выполаживаются: по подошве палеогеновых отложений амплитуды структур в 2—3, иногда в 4—7 раз меньше, чем по подошве комплекса. На некоторых соляных поднятиях кайнозойские отложения образуют мульды оседания.

Локальные структуры

В платформенном чехле Припятского прогиба помимо структурных комплексов, этажей и подэтажей выделяются подсолевой, нижнесолевой, межсолевой, верхнесолевой и надсолевой этажи дислоцированности, которые отличаются стилем тектоники и морфологией локальных структур: они преимущественно блоковые и пликативно-блоковые по поверхности фундамента и в подсолевом этаже дислоцированности, существенно блоково-пликативные и пликативные в нижнесоленосном и межсолевом этажах и пликативные в верхнесоленосных и надсолевых отложениях. Поэтому далее раздельно рассмотрены локальные структуры подсолевого, межсолевого и надсолевого этажей дислоцированности, представляющие интерес в связи с нефтеносностью.

Локальные структуры подсолевого этажа дислоцированности

Ведущим фактором формирования локальных структур подсолевого этажа дислоцированности являлись дифференцированные блоковые подвижки по разломам, в связи с чем практически все локальные структуры блоковые и ограничены сбросами, чаще несогласными вверх по восстанию и по простиранию отложений, а нередко и со всех сторон. Часто сложно решить, какие блоки являются положительными, а какие отрицательными структурами, и в общем положительными следует считать те, которые в их головных частях приподняты по ограничивающим сбросам относительно сопредельных и пласты коллекторов экранированы по ним непроницаемыми, обычно соленосными отложениями соседних блоков. Именно такие блоки являются ловушками для нефти. Отрицательными структурами следует считать блоки, погруженные относительно сопредельных. Однако и такие блоки иногда являются ловушками, если пласты коллекторов в них экранированы по сбросам, обычно согласным, непроницаемыми более древними отложениями соседних блоков (например, межсолевые отложения нижнесоленосными). Нередко блоки расположены ступенчато: погружены по отношению к одному и приподняты по отношению к другому соседним блокам, раскрыты в сторону приподнятых и не являются ловушками. Это нейтральные структуры. По мере детализации строения подсолевых отложений бурением и сейсморазведкой выявляется все большее количество сбросов и блоков и нередко трудно определить, какой блок считать самостоятельной структурой, а какой блоком более крупного поднятия. Критерием здесь может быть лишь самостоятельная ловушка. Все это создает большие сложности при типизации локальных структур подсолевого этажа дислоцированности и мы не имеем разработанных классификаций, которые бы нашли применение в практике геологоразведочных работ. Морфология блоков и их соотношения между собой сложны и разнообразны и это многообразие трудно втиснуть в рамки классификации.

Локальные поднятия подсолевого этажа дислоцированности являются осложнениями зон приразломных поднятий и представляют собой моноклиналь или слабовыраженную гемиантиклиналь, приуроченную к поднятому крылу разлома. Ловушка может быть обеспечена изгибом плоскости разрывного нарушения и замыканием отложений на него с двух сторон. Чаще отложения замкнуты на основной разлом с одной стороны, а с другой ограничены локальным оперяющим сбросом или ограничены по простиранию отложений двумя оперяющими сбросами. Многие блоки образованы сходящимися или пересекающимися разломами и имеют треугольную форму. Некоторые локальные поднятия расположены в промежуточных блоках зон разломов или на склонах ступеней и представляют собой моноклинальные или слабоизогнутые блоки, зажатые разрывными нарушениями со всех сторон. В ряде случаев к разломам примыкают полуантиклинали, полукупола или структурные носы, расположенные как в поднятых, так и в опущенных крыльях разломов. Приразломные антиклинали полного контура редки и при более детальном изучении также могут оказаться полуантиклиналями.

В зонах приразломных опусканий развиты локальные синклинали, брахисинклинали, мульды, структурные заливы, полусинклинали и полумульды, примыкающие к разломам, и моноклинальные блоки, ограниченные со всех сторон разломами.

Локальные структуры межсолевого этажа дислоцированности

Локальные структуры нижнесоленосных и межсолевых отложений по своим морфогенетическим особенностям отличаются от блоковых и пликативно-блоковых подсолевых и пликативных верхнесолевых и надсолевых и являются блоково-пликативными. Для этажа характерны сложные и разнообразные переходы от типично блоковых структур, развитых на западной и юго-восточной окраинах прогиба, к типично пликативным структурам, развитым в его центральной части.

При формировании локальных структур евлановско-петриковского структурного этажа ведущим

структуроформирующим фактором были блоковые подвижки по разломам, поэтому большинство локальных структур подэтажа как положительных, так и отрицательных, отраженные приразломные. В пластичных нижнесоленосных и неконсолидированных межсолевых, особенно в глинисто-карбонатных депрессионных осадках, разломы отражались флексурами, поэтому структуры подэтажа являются, в основном, пликативными. Большинство локальных разрывных нарушений подсолевых отложений и контролируемых ими блоковых структур не находит отражения в межсолевых образованиях, так как при накоплении последних подвижек по ним не было или они затухают в нижней соленосной толще. Поэтому количество локальных поднятий в межсолевых отложениях значительно меньше, чем в подсолевых.

Вторым по значению структуроформирующим фактором при образовании структур межсолевого этажа дислоцированности был галокинез в верхнефранской соленосной толще. Под его воздействием сформированы протяженные соляные валы типа Малодушинского, соляные антиклинали (Каменская, Мозырская, Южно-Автюковская, Птичская, Южно-Гороховская и др.), соляные купола (Северо-Бобровичский, Южно-Домановичский, Рудненский), а также сопровождающие их синклинальные зоны, синклинали и мульды. Большинство верхнефранских соляных поднятий приразломные и лишь единичные (Восточно-Ельская), возможно, наложенные. Интенсивное дифференцированное по разломам прогибание, некомпенсированное накоплением межсолевых осадков в центре прогиба, и перерывы в осадконакоплении приводили к образованию седиментационно-тектонического и эрозионного рельефа и формированию структур его облекания.

Исходя из морфологии и генезиса, разработана морфогенетическая классификация локальных структур межсолевого этажа дислоцированности. Все локальные поднятия делятся на две группы: 1) отраженные приразломные несоляные и 2) верхнефранские соляные, также, в основном, приразломные. Отраженные приразломные поднятия по морфологическим особенностям подразделены на две подгруппы: блоковые и пликативные. Блоковые структуры, аналогичные подсолевым, изучены в западной части прогиба и юго-восточной части в своде Хойникского погребенного выступа.

Отраженные приразломные пликативные поднятия по форме в плане делятся на три типа: антиклинали, гемиантиклинали и структурные носы, а по отношению к контролирующим их разломам — на два подтипа: поднятия, расположенные в поднятых крыльях разломов, и поднятия, расположенные в их опущенных крыльях. Отраженные антиклинали в поднятых крыльях разломов довольно многочисленны (Борщевская, Восточно-Первомайская, Оземлинская, Северо-Чернинская, Речицкая, Тишковская, Осташковичская, Сосновская, Давыдовская, Полесская, Вишанская, Червонослободская, Комаровичская, Западно-Бобровичская. Бобровичская и др.) и подразделяются на два класса: 1) поднятия, которые контролируются малоамплитудными разломами, не нарушающими сплошности кровли межсолевых отложений; 2) поднятия, которые расположены в поднятых крыльях разломов большой амплитуды, разрывающих и смещающих иногда на значительную величину поверхность межсолевых пород. К первому классу можно отнести Восточно-Первомайскую, Оземлинскую, Северо-Чернинскую антиклинали, ко второму — все остальные. Антиклинали второго класса имеют широкие крылья, обращенные от разломов и переходящие в моноклинали ступеней; довольно четкие периклинальные замыкания вдоль простирания разломов; редуцированные узкие крылья, которые примыкают к разломам или зонам отсутствия межсолевых пород, нередко сопутствующим разломам. Крылья или своды антиклиналей иногда осложнены срезами и врезами, в которых межсолевые отложения отсутствуют.

Гемиантиклинали (Малынская, Сколодинская, Буйновичская, Глусская, Октябрьская, Северо-Бриневская, Западно-Копцевичская, Восточно-Дроздовская, Осовецкая и др.), а также структурные носы (Великопольский, Николаевский, Западно-Гороховский, Вышемировский, Макановичский и др.), расположенные в поднятых крыльях разломов, менее многочисленны. Поскольку приразломные крылья антиклиналей узкие, часто грани между антиклиналями и гемиантиклиналями весьма условны.

Антиклинали (Северо-Калиновская, Махновичская, Найдовская) и структурные носы (Руховской, Ковчицкий, Мокишский), расположенные в опущенных крыльях разломов, немногочисленны. Преобладают гемиантиклинали, образованные ундуляциями по простиранию крутых приразломных флексур (Южно-Борисовская, Южно-Малынская, Южно-Вишанская, Южно-Осташковичская, Красносельская, Южно-Золотухинская, Южно-Малодушинская, Южно-Барсуковская и др.).

Отрицательные отраженные приразломные структуры могут быть подразделены на три типа: синклинали, мульды и структурные заливы.

Вторую группу образуют верхнефранские соляные поднятия, которые подразделяются на два типа: антиклинали и купола. Большинство антиклиналей (Малодушинская, Северо-Хобнинская, Смагловская, Каменская, Мозырская, Южно-Автюковская, Птичская, Южно-Гороховская, Скрыгаловская, Прудокская, Восточно-Прудокская, Калинковичская, Ельская) и все купола (Южно-Домановичский, Северо-Бобровичский, Руднинский) относятся к подтипу приразломных и расположены в поднятых крыльях разломов. Они полигенные и обязаны своим формированием как блоковым подвиж-

кам, так и галокинезу в верхнефранской соленосной толще. К подтипу наложенных, возможно, относится Восточно-Ельская антиклиналь.

Большинство верхнефранских соляных поднятий принадлежит к классу диапироидов, поскольку соляные массивы, сложенные активной солью в средней части толщи, не прорывают ее верхней пассивной части и межсолевых отложений. В сводах некоторых соляных поднятий (Северо-Хобнинская антиклиналь, Малодушинский вал, Руднинский купол) межсолевые отложения отсутствуют и эти поднятия могут быть криптодиапирами, хотя не исключено, что межсолевые отложения в их сводах не прорваны, а размыты.

Локальные отрицательные структуры в области развития галокинеза в верхнефранской соленосной толще отраженные приразломные, компенсационные и остаточные и подразделяются на три типа: синклинали, мульды и гемисинклинали.

Локальные структуры верхнесолевого и надсолевого этажей дислоцированности

Локальные структуры верхнесолевого и надсолевого этажей дислоцированности пликативные и формировались под воздействием двух основных тектонических факторов: блоковых движений по разломам и галокинеза в верхнефранской и фаменской соленосных толщах. По генезису они отраженные и соляные. В соответствии с этим все локальные поднятия подразделяются на две большие группы: поднятия отраженные несоляные и поднятия, образованные с участием галокинеза.

Отраженные несоляные поднятия распространены в западной и юго-восточной частях прогиба, где обе соленосные толщи находятся в пластовом залегании. По форме в плане они подразделяются на купола (Покровский, Старобинский, Оресский, Глусский, Хойникский, Восточно-Хойникский и др.), антиклинали (Ново-Дубровская, Червонослободская, Симоновичская, Северо-Калиновская, Восточно-Дроздовская, Южно-Хойникская и др.) и гемиантиклинали (Боровская, Южно-Валавская, Выступовичская, Северо-Оресская, Ковчицкая и др.). Последние примыкают к краевым разломам или зонам выклинивания фаменской соленосной толщи.

Отраженные несоляные поднятия малоамплитудные (50—100 м, реже до 200 м по поверхности фаменской соленосной толщи), выполаживаются вверх по разрезу и часто не выделяются в верхней части разреза. Они распространены по периферии прогиба и значительное влияние на их морфологию оказали процессы подземного выщелачивания соли, которые нивелируют структурный рельеф и иногда создают самостоятельные атектонические бескорневые структуры. Отраженные несоляные поднятия расположены над поднятыми блоками и поднятыми частями блоков подсолевого этажа дислоцированности, погруженным блокам отвечают синклинали, мульды и структурные заливы.

Поднятия, образованные с участием соляной тектоники, подразделяются на две подгруппы: 1) соляные поднятия, содержащие в ядрах соляные массивы, образованные солью галитовой подтолщи; 2) межкупольные бессолевые и бескорневые компенсационные остаточные поднятия типа "щита черепахи".

Большинство локальных поднятий верхнесолевого и надсолевого этажей дислоцированности относятся к первой подгруппе. Поднятия второй подгруппы немногочисленны (Заозерная антиклиналь, Василевичский купол, Баженовская, Восточно-Казимировская, Северо-Валавская, Северо-Кустовницкая антиклинали), расположены в синклинальных зонах и отделены от окружающих соляных поднятий вторичными компенсационными синклиналями.

В основу классификации верхнефаменских соляных поднятий положены их морфология и особенности соотношения подсолевой, солевой и надсолевой структур, а именно: форма поднятий в плане, соотношения соляных структур с межсолевыми и подсолевыми, соотношения соляных массивов с надсолевыми отложениями, стратотектонические уровни, до которых прорваны надсолевые отложения, степень унаследованности поднятий надсолевыми образованиями. На основе этих признаков была создана многоступенчатая классификация фаменских соляных поднятий (рис. 9.56), в которой выделено два типа, восемь классов, виды и разновидности (Конищев, 1975; Тектоника Белоруссии, 1976; Тектоника Припятского прогиба, 1979).

По форме в плане фаменские соляные поднятия делятся на антиклинали и купола. Большинство соляных поднятий относятся к первым, купола немногочисленны.

По соотношению со структурами в подстилающих отложениях соляные антиклинали и купола подразделяются на унаследованные и наложенные. Подавляющее большинство соляных поднятий унаследованные, так как расположены в поднятых крыльях сбросов и осложняют отраженные надблоковые структуры. Наложенные соляные поднятия немногочисленны (некоторые поднятия Чернинского и Первомайского валов), хотя и они могут считаться таковыми условно, так как ориентированы согласно простиранию межсолевых отложений, нередко нарушенных малоамплитудными сбросами и флексурами.

По характеру соотношения соляных массивов антиклиналей и куполов с покрывающими отложениями поднятия всех четырех подтипов объединяются в два класса: диапироиды (соляные подушки) и криптодиапиры. Диапироиды имеют в ядрах относительно слабо выраженные соляные массивы, не выходящие за пределы покрывающих образований (глинисто-галитовой подтолщи или надсолевых девонских пород). Мощность галитовой подтолщи в массивах диапироидов составля-

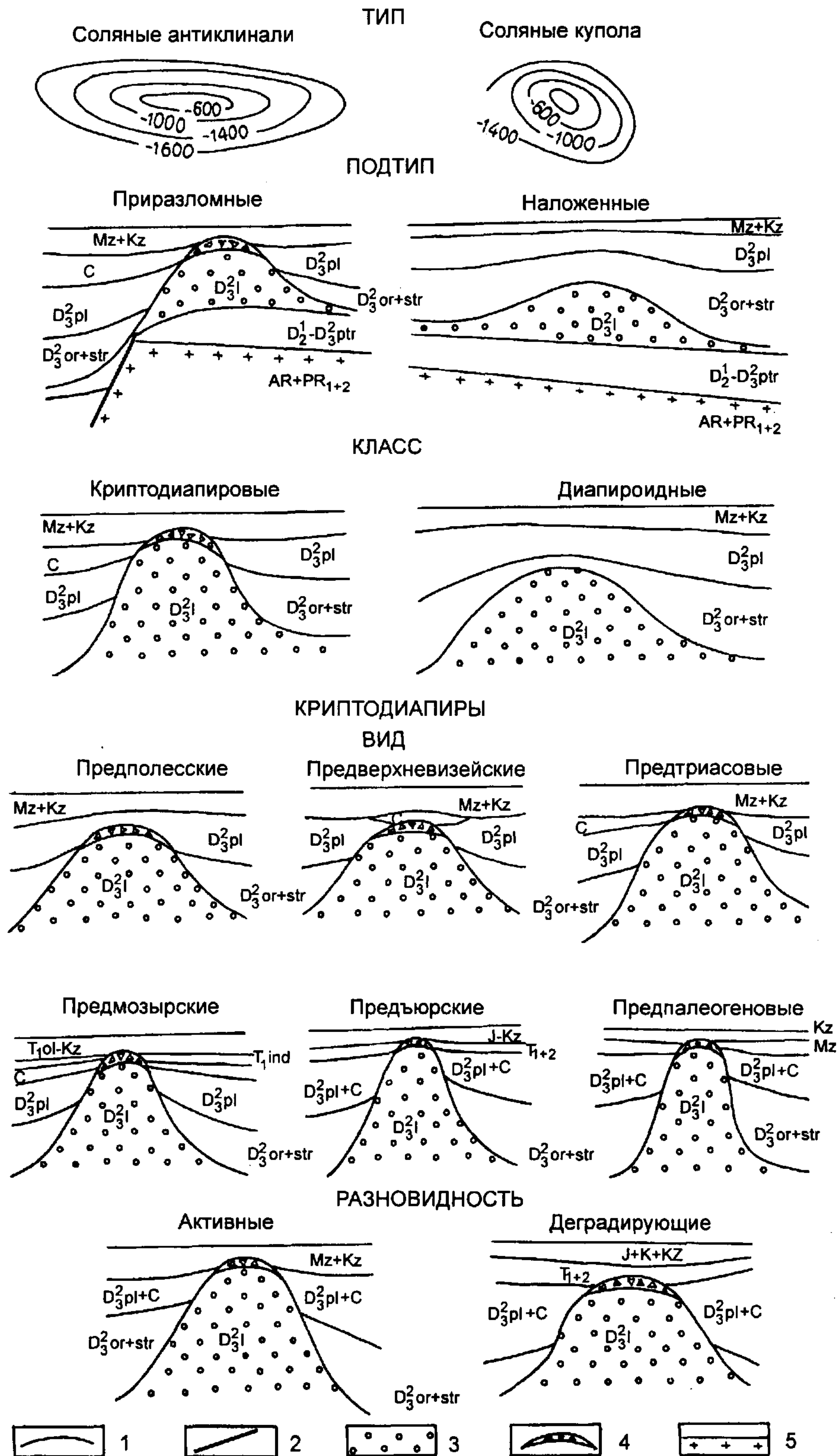


Рис. 9.56. Схема классификации фаменских соляных поднятий Припятского прогиба. Составил В.С. Конищев.

1 — стратиграфические границы, 2 — разрывные нарушения, 3 — каменная соль, 4 — брекчия кепрока, 5 — кристаллический фундамент.

ет обычно 600—800 м, но иногда достигает 1400—1600 при мощности в смежных синклиналях несколько десятков метров, реже 200—400 м. К классу диапироидов относится большинство фаменских соляных поднятий Припятского прогиба.

Криптодиапиры отличаются от диапироидов тем, что их соляными массивами частично прорваны низы надсолевых отложений. По степени прорыва соляными массивами надсолевых отложений все криптодиапиры подразделяются на предполесские, предверхневизейские, предтриасовые, предоленекские, предъюрские и предпалеогеновые. Соляными массивами предполесских криптодиапиров (Комаровичское, Буйновичское, Бобровичское поднятия) прорваны отложения глинисто-галитовой подтолщи и в их сводах трансгрессивно на соли залегают надсолевые девонские отложения. Предверхневизейским является только Копаткевичский криптодиапировый купол. В его своде остаточная брекчия выщелачивания трансгрессивно перекрыта окскими окремнелыми известняками.

Наиболее многочисленны предтриасовые криптодиапиры (Речицкий, Тишковский, Прудокский, Каменский, Кустовницкий, Птичский, Ельский, Золотухинский, Ведричский, Малодушинский, Конковичский, Гороховский, Южно-Автюковский, Анисимовский и др.). Мощная (200—300 м) остаточная брекчия выщелачивания в их сводах несогласно перекрыта породами дудичской и коренёвской свит триаса.

Брекчия кепрока предоленекских Осташковичского и Мозырского криптодиапиров перекрыта отложениями мозырской свиты нижнего триаса, породы коренёвской и дудичской свит появляются на крыльях и образуют контакт бокового примыкания. В сводах предъюрских криптодиапиров (Первомайского и Шестовичского) на брекчии кепрока залегают среднеюрские отложения. Предпалеогеновым является лишь Притокский купол, в своде которого под палеогеновыми отложениями вскрыта брекчия кепрока.

По степени унаследованности соляных поднятий надсолевыми отложениями диапироиды и криптодиапиры подразделены на активные и деградировавшие соляные поднятия. Активные поднятия выделяются как положительные структуры во всей толще надсолевых отложений. К этой разновидности относится большинство фаменских соляных поднятий Припятского прогиба. Деградировавшие поднятия погребены под мульдами оседания, развитыми в триасовых и покрывающих отложениях. Это, в основном, предтриасовые криптодиапиры (Ельский, Восточно-Ельский, Наровлянский, Западно-Валавский, Гороховский и др.) и диапироиды (Борисовский, Вишанский, Давыдовский, Мармовичский, Василевский, Сколодинский, Восточно-Наровлянский и др.). На некоторых поднятиях мульды оседания развиты лишь в палеогеновых и антропогеновых отложениях.

Описанная многоступенчатая классификация охватывает все поднятия, выявленные в верхнесоленосном и надсолевом этажах дислоцированности.

Отрицательные локальные структуры в верхнесоленосных и надсолевых отложениях прогиба подразделены на три типа: межкупольные и межантиклинальные синклинали и мульды; прислоненные синклинали и мульды; синклинали и мульды оседания.

Межкупольные и межантиклинальные синклинали и мульды по генезису отраженные приразломные, компенсационные и остаточные; исходя из генезиса и морфологических особенностей они подразделяются на унаследованные асимметричные, обращенные, а также обращенные с межкупольными поднятиями типа "щита черепахи".

В унаследованных межкупольных и межантиклинальных синклиналях и мульдах надсолевые отложения в общих чертах повторяют структурный план поверхности фундамента, подсолевых и межсолевых отложений. Они отраженные приразломные, иногда в небольшой степени компенсационные и остаточные. Такой характер имеют синклинали в западной части прогиба, где галокинез в фаменской соленосной толще не проявился или проявился слабо.

В отраженных синклиналях и мульдах их оси смещаются вверх по разрезу и вверх по восстанию межсолевых и подстилающих отложений ступеней. Они асимметричны и их широкие крылья по надсолевым отложениям имеют встречное падение по отношению к межсолевым и подсолевым образованиям. Они в значительной степени компенсационные и образовались в процессе односторонней миграции компенсационных синклиналей и мульд вверх по восстанию межсолевых и подсолевых отложений ступеней. К этому подтипу относятся синклинали и мульды Предречицкой, Предмалодушинской, Южно-Ельской и некоторых других синклинальных зон на участках активного проявления галокинеза в фаменской соленосной толще.

В обращенных синклиналях и мульдах с поднятиями типа "щита черепахи" осевым частям синклиналей и мульд по кровле галитовой подтолщи и подстилающим отложениям, а иногда и по кровле глинисто-галитовой подтолщи в надсолевых отложениях отвечают антиклинали и купола типа "щита черепахи", а крыльям синклиналей и мульд — прислоненные компенсационные синклинали и мульды. Такие структуры формировались в результате миграции компенсационных синклиналей и мульд из приосевых частей межкупольных синклиналей и мульд к склонам окружающих соляных поднятий. К этому подтипу относится юго-западная часть Южно-Притокской синклинальной зоны (Северо-Смагловская синклиналь с Баженовской антиклиналью типа "щита черепахи"), западная часть Предмалодушинской синклинальной зоны (Южно-Золотухинская синклиналь с Василевичским куполом типа "щита

черепахи"), центральная часть Преднаровлянской синклинальной зоны с Заозерным межкупольным поднятием типа "щита черепахи".

Прислоненные компенсационные синклинали и мульды образуют осевые части обращенных межкупольных, межантиклинальных синклиналей и мульд или окружают межкупольные поднятия типа "щита черепахи" и прижаты к крыльям соляных поднятий. Они вторичные и наиболее четко выделяются по каменноугольным, нижнепермским и триасовым отложениям, при этом их осевые части смещаются вверх по разрезу к соляным поднятиям. Иногда они кольцевые, чаще прислонены к одному из склонов соляных поднятий.

Мульды и синклинали оседания делятся на наложенные и экранированные. Наложенные синклинали и мульды оседания развиты на предтриасовых криптодиапирах, на которых брекчия кепрока перекрыта триасовыми отложениями, образующими мульды оседания, унаследованные всеми покрывающими породами. Такие синклинали оседания изучены на Наровлянском, Восточно-Ельском, Ельском, Николаевском поднятиях. Здесь они сливаются с прислоненными компенсационными синклиналями и мульдами и образуют обширные и глубокие синклинали, под которыми погребены соляные поднятия. Экранированные мульды оседания развиты на диапироидах (Мармовичском, Давыдовском и др.) в триасовых и покрывающих отложениях и экранированы от соленосной толщи надсолевыми девонскими породами, образующими поднятия. Экранированными являются также палеогеновые мульды оседания, которые развиты в палеогеновых и четвертичных образованиях и наложены на поднятия в подстилающих отложениях (Речицкая площадь). Все синклинали и мульды оседания в Припятском прогибе унаследованные. Они формировались в процессе подземного выщелачивания соли в сводах соляных поднятий и проседания покрывающих отложений и наиболее широко развиты по периферии прогиба.

Местоположение соляных поднятий и отрицательных структур различных типов, подтипов, классов, видов и разновидностей определяется особенностями глубинной структуры чехла прогиба, поэтому они служат своеобразными индикаторами глубинного геологического строения.

Соотношение структурных планов

Для Припятского палеорифта, как и для всех рифтов, характерно обратное соотношение структуры поверхности фундамента и чехла со структурой подошвы земной коры: под субширотно ориентированным Припятским палеорифтом глубиной до 5—6 км сейсмическими работами ГСЗ установлено поднятие поверхности Мохоровичича аналогичного простирания и высотой 6—12 км.

По отношению к внутренней структуре фундамента Припятский прогиб является резко наложенной структурой, так как субширотно ориентированный Припятский прогиб наложен на Осницко-Микашевичский вулканоплутонический пояс и Брагинский гранулитовый массив, структуры и разломы которых позднеархейского и раннепротерозойского заложения имеют северо-восточное простирание. В то же время отмечаются некоторые элементы унаследованности структуры чехла от внутренней структуры фундамента. Прежде всего, это касается разломов, так как ряд платформенных разломов, в том числе и краевые, целиком или чаще отдельными отрезками наследуют поперечные разрывные нарушения внутренней субмеридиональной структуры фундамента. В основном, унаследованность структуры чехла от внутренней структуры фундамента проявляется в субмеридиональной и диагональной зональности Припятского прогиба, которая обусловлена возобновлением в рифтовую стадию подвижек по древним Малынско-Туровскому, Первомайско-Заозерному, Пержанско-Симоновичскому и Лоевскому разломам, ограничивающим Припятский прогиб на востоке и разделяющим его на три сегмента, которые различаются стилем тектоники.

Раннеплатформенный Волыно-Оршанский авлакоген частично захватывает западную часть Припятского прогиба и имеет северо-восточное простирание, согласное с простиранием структур фундамента Осницко-Микашевичского вулканоплутонического пояса, на который он наложен. Несомненна его связь с разломными дислокациями фундамента аналогичного простирания. Припятский прогиб герцинского этапа заложения и развития имеет азимутальное несогласие примерно под углом 60—70° по отношению к Волыно-Оршанскому рифейскому прогибу. Несмотря на такое несоответствие простираний этих двух разновозрастных прогибов и увеличение мощностей среднерифейских и вендских отложений к северо-западу от 0 до 500 м, структурные планы поверхности фундамента, среднерифейско-нижневендского комплекса и подсолевых девонских отложений герцинского комплекса в региональном плане совпадают. Это связано с тем, что имевшиеся несоответствия указанных поверхностей малы по сравнению с последующей их переработкой высокоамплитудными движениями рифтовой стадии развития Припятского прогиба. Лишь в ряде мест на западе прогиба, где амплитуда рифтогенных движений была невелика, а изменения мощностей рифейских отложений значительны, по данным сейсморазведки отмечены локальные несоответствия структурных планов в форме обратных наклонов поверхности фундамента и подсолевых девонских отложений (Яминская, Южно-Дроздовская, Тесновская площади).

В пределах герцинского и киммерийско-альпий-

ского структурных комплексов в целом отмечается унаследованность структурных планов от поверхности фундамента в связи с унаследованным развитием разломов и ограниченных ими блоковых структур. Вместе с тем в результате уменьшения амплитуды разломов вверх по разрезу, их перехода во флексуры и затухания, изменения морфологии структур от блоковых в подсолевых, пликативно-блоковых и блоково-пликативных в нижнесоленосных и межсолевых отложениях к пликативным в верхнесоленосных и надсолевых, проявления галокинеза в верхнефранской и фаменской соленосных толщах и суброзии вверх по разрезу изменяется не только морфология структур, но отмечаются смещения локальных структур и иногда обратные соотношения структурных планов между ними.

Нижняя соленосная толща и межсолевые отложения (нижнесоленосный и межсолевой этажи дислоцированности), в основном, наследуют структурный план подсолевых отложений, однако, начиная с нижней соленосной толщи, в связи с проявлением в ней на отдельных участках соляной тектоники, формированием седиментационного и эрозионного рельефа в межсолевых отложениях, происходит переход от пликативно-блоковой и блоковой структур подсолевых отложений к блоково-пликативной структуре межсолевых и отмечаются смещения структурных планов. Коэффициент плановых структурных соотношений межсолевых и подсолевых отложений изменяется от +0,40 до +0,98, т. е. соотношение структурных планов изменяется от слабого прямого несоответствия до точного прямого соответствия.

По особенностям сочетания структурных планов межсолевого и подсолевого этажей дислоцированности выделяются несколько типов соотношений структурных планов.

1. Структурные планы межсолевых и подсолевых отложений совпадают, лишь уменьшаются углы падения отложений вверх по разрезу. Подобное соотношение наблюдается на значительной части территории, в основном, на склонах тектонических ступеней вдали от ограничивающих их региональных и субрегиональных разломов и редко вблизи них.

2. Моноклинальному залеганию подсолевых отложений в поднятых крыльях разломов большой амплитуды отвечают антиклинали по поверхности межсолевых отложений, при этом своды межсолевых антиклиналей смещены на 1—3 км от поднятых частей подсолевых блоков вниз по падению ступеней. В приразломных частях структур межсолевые отложения часто отсутствуют. Формирование таких структур обусловлено конседиментационным сокращением мощностей нижнесоленосных и межсолевых отложений к разломам, их размывом и облеканием седиментационного и эрозионного рельефа. К числу структур с подобным соотношением межсолевых и подсолевых отложений относятся Речицкая, Осташковичская, Вишанская и многие другие структуры.

3. Моноклинальному погружению подсолевых отложений к разломам в их опущенных крыльях или ступенчатому воздыманию по серии сбросов отвечает резкий моноклинальный подъем межсолевых отложений. Структуры такого типа установлены в опущенных крыльях ступенеобразующих разломов большой амплитуды Речицко-Вишанского, Червонослободско-Малодушинского, Буйновичско-Наровлянского и других на Вишанской, Давыдовской, Сосновской, Осташковичской, Октябрьской, Северо-Домановичской, Малодушинской и других площадях. Это связано с резким увеличением мощности нижней соленосной толщи, возможно, в результате галокинеза.

4. Антиклинальным формам по поверхности межсолевых отложений на опущенных крыльях согласных сбросов отвечает моноклинальное залегание подсолевых отложений. Структура такого типа изучена сейсморазведкой и бурением на Северо-Калиновской площади.

5. Антиклинали по межсолевым отложениям расположены над разломами по подсолевым отложениям, их поднятыми и опущенными крыльями. Разрывные нарушения в этих случаях затухают в нижней соленосной толще и низах межсолевых отложений. Такие структуры установлены на Восточно-Первомайской и других площадях.

6. Антиклинали по межсолевым отложениям образованы галокинезом в верхнефранской соленосной толще и расположены в поднятых крыльях разломов, при этом их своды смещены на 1—3 км от поднятых частей подсолевых блоков вниз по падению отложений. Такие структуры установлены на Малодушинской, Золотухинской, Руднинской, Каменской и других площадях. В сводах некоторых таких поднятий межсолевые отложения отсутствуют вследствие размыва или прорыва.

7. Антиклинали по межсолевым отложениям, образованные галокинезом в верхнефранской соленосной толще, находятся на моноклинали подсолевого ложа вдали от разломов. Подобные структурные соотношения изучены на Ельской и Восточно-Ельской площадях.

8. Структурные террасы по межсолевым отложениям на моноклинали подсолевого ложа связаны с малоамплитудными разломами или с зонами увеличенных мощностей на участках развития органогенных построек (Северо-Чернинская, Северо-Осташковичская, Несловская площади).

9. Локальные углубления по кровле межсолевых отложений на моноклинальном склоне подсолевых отложений, возможно, связаны с эрозионными палеоврезами (Октябрьская, Кошевичская, Калиновская площади).

По характеру сочетаний структур в верхнесоленосных и межсолевых отложениях выделяются сле-

дующие типы соотношений.

1. Фаменские соляные поднятия расположены в поднятых крыльях разломов большой амплитуды, при этом своды их смещены вниз по падению отложений ступеней от сводовых частей межсолевых поднятий (Речицкое, Тишковское, Осташковичское, Октябрьское, Северо-Домановичское и многие другие).

2. Фаменские соляные поднятия расположены в поднятых крыльях разломов над верхнефранскими соляными поднятиями, при этом их своды обычно смещены от разломов (Золотухинское, Малодушинское,Руднинское, Каменское и другие).

3. Своды фаменских соляных поднятий расположены над разломами или промежуточными блоками, входящими в систему разломов (Мармовичское, Вышемировское и другие).

4. Своды соляных поднятий смещены в опущенные крылья разломов (Вишанское, Махновичское и другие).

5. Фаменские соляные антиклинали расположены на моноклинальных склонах тектонических ступеней по межсолевым отложениям, осложненных в ряде случаев сбросами небольшой амплитуды. Такие поднятия (Моисеевское, Чернинское, Кормянское, Шатилковское, Первомайское, Западно-Валавское, Ельское, Восточно-Ельское) развиты в средних частях наиболее широких Речицко-Шатилковской и Наровлянско-Ельской тектонических ступеней.

6. Разрывные нарушения затухают в низах фаменской соленосной толщи и ограниченные ими блоковые структуры не находят отражения по поверхности толщи и в покрывающих надсолевых отложениях. Такие соотношения характерны для западной и юго-восточной частей прогиба.

Структурный план поверхности фаменской соленосной толщи унаследован надсолевым комплексом, однако структуры выполаживаются вверх по разрезу, некоторые оказываются погребенными на разных стратиграфических уровнях. По особенностям сочетания структурных планов верхнесоленосных и надсолевых отложений выделяются следующие типы соотношений.

1. Малоамплитудные по поверхности фаменской соленосной толщи, в основном, отраженные блоковые поднятия, развитые в западной части прогиба, затухают вверх по разрезу и погребены под мезозойскими отложениями.

2. Фаменские соляные поднятия выполаживаются вверх по разрезу, но находят отражения во всем надсолевом комплексе и выделяются в неотектоническом плане.

3. Фаменские соляные поднятия погребены под мульдами оседания по триасовым и вышележащим или палеогеновым и антропогеновым отложениям.

4. Межкупольные поднятия типа "щита черепахи" имеются лишь в надсолевом комплексе и расположены в синклиналях по поверхности галитовой подтолщи. Они выполаживаются вверх и вниз по разрезу.

Приразломные отраженные синклинальные зоны, синклинальные мульды унаследованы всем комплексом надсолевых отложений и выполаживаются вверх по разрезу. Компенсационные и остаточные синклинальные зоны, синклинали и мульды, образованные при активном участии галокинеза в фаменской соленосной толще, характеризуются направленным смещением их осевых частей вверх по разрезу и вверх по восстанию ступеней.

БРАГИНСКО-ЛОЕВСКАЯ СЕДЛОВИНА

Брагинско-Лоевская седловина разграничивает Припятский и Днепровско-Донецкий прогибы и является структурой одного с ними ранга, хотя и не соизмерима с ними по площади. Она включает лишь восточную наиболее приподнятую часть Черниговско-Брагинского выступа, показанного на Тектонической карте Украинской ССР и Молдавской ССР масштаба 1 : 1 000 000 (1971). Относительно погруженная восточная часть выступа была отнесена к Днепровско-Донецкому прогибу, поскольку глубины залегания поверхности фундамента в ее пределах значительны и соизмеримы с глубинами залегания в восточной части Припятского прогиба, а в разрезе появляется верхнефранская соленосная толща, которая отсутствует на седловине. Брагинско-Лоевская седловина состоит из Брагинского погребенного выступа на юге и Лоевской седловины на севере (Тектоника Белоруссии, 1976).

Брагинский погребенный выступ вдается с юга, со стороны Украинского щита в пределы Припятско-Донецкого авлакогена и ориентирован в северо-восточном, близком к меридиональному направлению. Его ширина у основания около 35 км, у вершины 20, длина 45—50 км. На западе выступ ограничен Лоевским разломом субмеридионального северо-восточного простирания амплитудой от 3 км на юге до 0,5 км на севере, на севере — восточным продолжением Буйновичско-Наровлянского разлома, на востоке субмеридиональным разломом амплитудой около 1,0 км выступ отделен от Комаринской депрессии, которую следует рассматривать как западное окончание Пакульского структурного залива Днепровско-Донецкого прогиба. Скважиной Комаринская 1 в Комаринской депрессии пройден типичный для Днепровско-Донецкого прогиба разрез с мощной верхнефранской соленосной толщей. Поверхность фундамента в пределах выступа погружается на север от отметок немногим выше –0,3 до –1,9 км.

Несогласными сбросами субширотного простирания, в основном с южным падением плоскостей сбрасывателей, и сбросами северо-восточного простирания с западным и восточным наклоном плоскостей сбрасы-

70. Зак. 5046

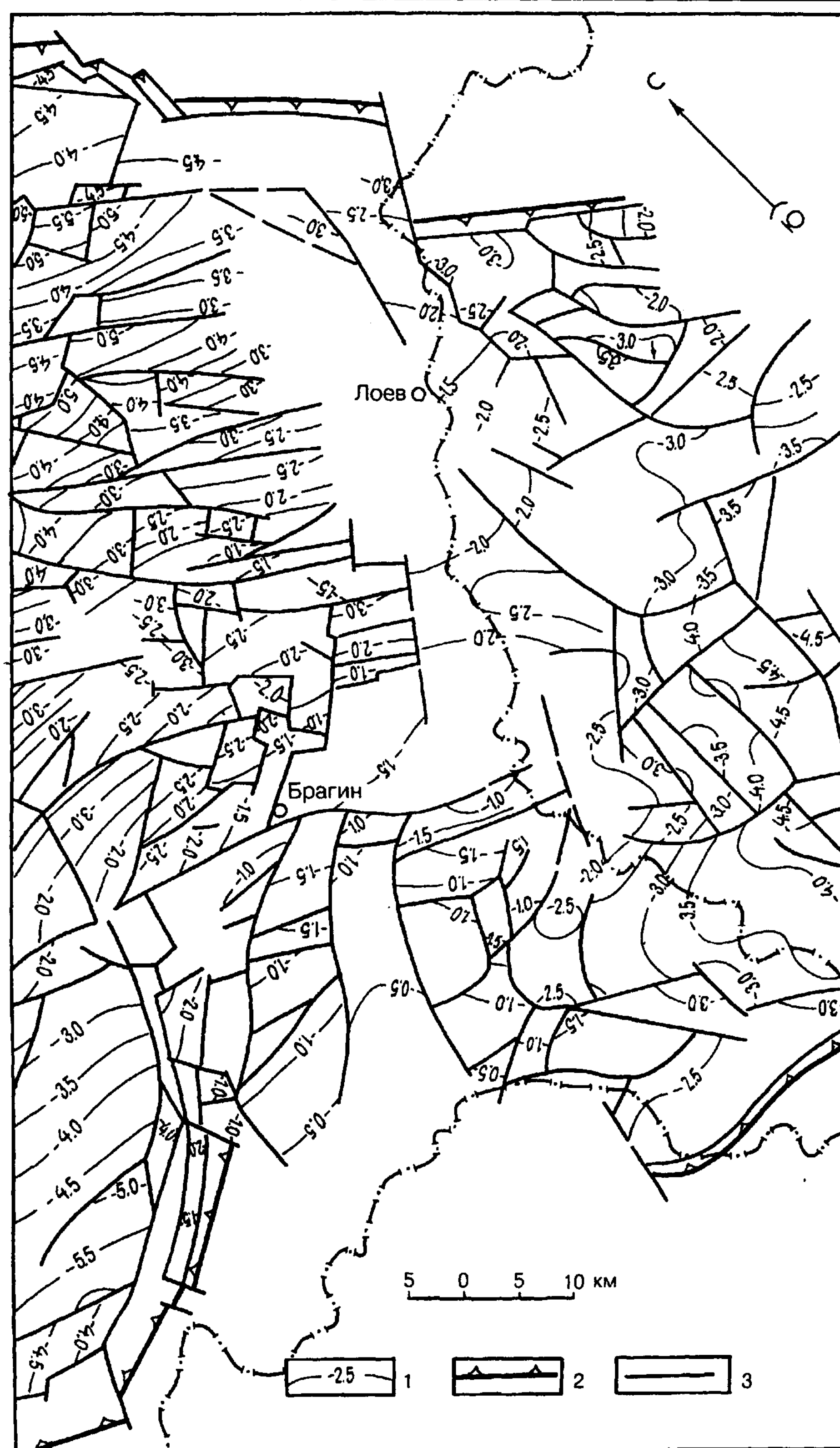


Рис. 9.57. Структурная карта поверхности кристаллического фундамента Брагинско-Лоевской седловины. Составила Т.А. Старчик по материалам бурения и геофизических работ ПО "Белоруснефть".

1 — изогипсы поверхности кристаллического фундамент, км; 2 — краевые разломы; 3 — локальные разломы.

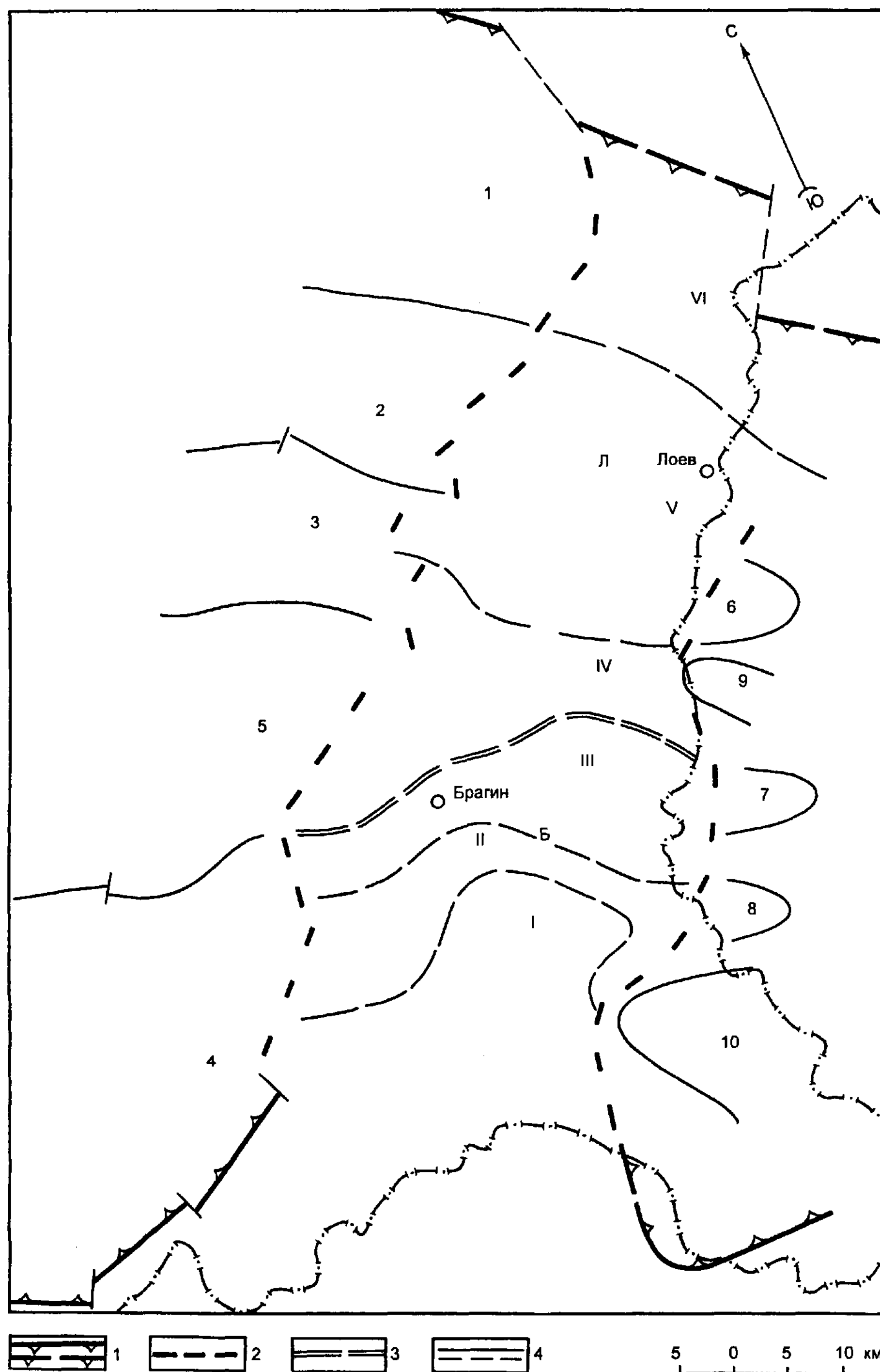


Рис. 9.58. Схема тектонического районирования поверхности фундамента Брагинско-Лоевской седловины (по В.С. Михайлову, Л.В. Шафаруку).

Границы (сплошные линии — достоверные, прерывистые — условные): 1 — Припятского и Днепровско-Донецкого прогибов, 2 — Брагинско-Лоевской седловины, 3 — Брагинского погребенного выступа (Б) и Лоевской седловины (Л), 4 — прочих структур более мелкого порядка. Структуры Брагинско-Лоевской седловины: I — Кулажинский выступ, II — Дублинская седловина, III — Брагинский выступ, IV — Ручаевская седловина, V — Лоевская ступень, VI — Михальковско-Гриборудняиская ступень. Смежные структуры Припятского и Днепровско-Донецкого прогибов: 1 — Речицко-Шатилковская, 2 — Червонослободско-Малодушинская, 3 — Заречинско-Великоборская, 4 — Ельско-Наровлянская ступени; 5 — Хойникский погребенный выступ; 6 — Петрушанский, 7 — Любечский, 8 — Ведильцевский структурные носы; 9 — Радульский, 10 — Пакульский структурные заливы.

вателей, поверхность фундамента и подсолевые отложения Брагинского выступа разбиты на ступенчатые блоки преимущественно с северным наклоном отложений в пределах блоков (рис. 9.57, 9.58). Строение Брагинского выступа изучено редкой сетью региональных сейсмических профилей по поверхности фундамента и подсолевым девонским терригенным отложениям и материалы этих работ дают самое общее представление об их структуре. В северной части выступа, где были проведены площадные сейсморазведочные работы, количество субширотных и субмеридиональных разломов возрастает на порядок, а размеры блоков измеряются сотнями метров и первыми километрами. Очевидно, вся Брагинская седловина по поверхности фундамента и подсолевым отложениям имеет мелкоблоковое строение. Южная, наиболее приподнятая часть выступа иногда выделяется под названием Кулажинского выступа, центральная относительно погруженная — как Дублинская седловина, а северная — как Брагинский выступ (см. рис. 9.57). На юге Брагинского выступа непосредственно под триасовыми отложениями залегают породы кристаллического фундамента. В северной части выступа распространены подсолевые девонские отложения, на которых залегают породы триаса и среднего карбона. Брагинский выступ погребен под каменноугольными и триасовыми отложениями.

Лоевская седловина расположена между Северным краевым разломом и Брагинским выступом и протягивается с севера на юг на 50—60 км при ширине 30—40 км. Почти со всех сторон она имеет разломные ограничения: на западе по Лоевскому разлому она приподнята на 0,5—1,5 км по отношению к Припятскому прогибу, на востоке — на 0,5 км по отношению к сопредельным структурам Днепровско-Донецкого прогиба.

Строение Лоевской седловины изучено единичными скважинами и редкой сетью сейсмических профилей. Только в юго-западной части седловины были проведены площадные сейсморазведочные работы, однако мощная вулканогенная толща и мелкоблоковая структура поверхности фундамента и подсолевых отложений существенно затрудняют изучение их строения.

Поверхность фундамента и подсолевые отложения в пределах седловины в целом погружаются на север от отметок –1,0 до –3,9 км. Субширотными сбросами с южным наклоном плоскостей сбрасывателей и сбросами северо-восточного простирания они разбиты на мелкие ступенчатые блоки размером от сотен метров до первых километров преимущественно с северным наклоном поверхности фундамента и подсолевых отложений в их пределах. Блоки с южным и восточным наклоном отложений редки, также немногочисленны горсты и грабены.

В условиях мелкоблоковой тектоники поверхности фундамента и подсолевых отложений трудно выделить в пределах Лоевской седловины региональные структуры. Выделение здесь Михальковско-Грибоворуднянской ступени на севере, Лоевской ступени (ступенчатой моноклинали) и Ручаевской седловины на юге (Ращинский, 1994) весьма условно.

Ручаевский грабен (седловина) расположен на юге Лоевской седловины непосредственно к северу от Брагинского выступа и является западным продолжением Радульской грабен-синклинали западного окончания Днепровско-Донецкого прогиба и восточным продолжением Заречинско-Великоборской ступени. Он погружен на 0,5 км по отношению к Брагинскому выступу и на 1,0—1,5 км по отношению к северной поднятой части Лоевской ступени. Грабен разбит субширотными и субмеридиональными сбросами на мелкие ступенчатые блоки с северным наклоном поверхности фундамента и подсолевых отложений. Поверхность фундамента в пределах грабена залегает на отметках от –1,9 до –3,0 км.

Лоевская ступень расположена на восточном продолжении Червонослободско-Малодушинской ступени Припятского прогиба и в ее пределах поверхность фундамента и подсолевые отложения также погружаются на север в целом от отметок –1,0 до –3,9 км. Для Лоевской ступени, как и для восточной части Червонослободско-Малодушинской, характерна мелкоблоковая структура. Многочисленные субширотные и субмеридиональные сбросы разбивают ступень на мелкие ступенчатые блоки размером от сотен метров до первых километров преимущественно с северным наклоном отложений в их пределах (см. рис. 9.58). Лишь в единичных блоках отмечается южное, западное или восточное падение отложений.

Михальковско-Грибоворуднянская ступень является восточным продолжением Речицко-Шатилковской ступени. На севере седловины в ее южной части она приподнята относительно сопряженной погруженной части Лоевской ступени на 0,8—1,3 км. Поверхность фундамента в ее пределах погружается на север от отметки –1,8 км до отметки –2,9 км. На севере ступени по субширотным разломам отложения ступенчато воздымаются к Северо-Припятскому краевому разлому. Поперечные разломы также расчленяют ступень на блоки. Более слабая нарушенность ступени разломами по сравнению с Лоевской лишь видимая и объясняется ее более слабой изученностью сейсморазведкой.

В пределах Брагинско-Лоевской седловины, за исключением территории Ручаевского грабена, отсутствует верхнефранская соленосная толща. В Лоевской седловине и, возможно, в северной погруженной части Брагинского выступа она замещается вулканогенно-осадочной толщей, которая распространяется в северо-восточную часть Припятского прогиба. Межсолевые отложения развиты в пределах Лоевской седловины и в северной погруженной части Брагинского выступа.

Здесь они вскрыты единичными скважинами, строение их поверхности изучено сейсморазведкой.

В северной части Брагинского выступа межсолевые отложения выполняют Дублинскую седловину, в осевой части которой они залегают на отметках от –0,9 до –1,2 км и погружаются на запад и восток к Припятскому и Днепровско-Донецкому прогибам, к югу и к северу они выклиниваются, при этом на севере по субширотному разлому.

В южной части Лоевской седловины над Ручаевским грабеном по поверхности фундамента и подсолевым отложениям по поверхности межсолевых выделяется Ручаевская синклиналь субширотного простирания. В ее осевой части поверхность межсолевых отложений залегает на отметках –1,4...–1,6 км. Отложения воздымаются к югу, к зоне их отсутствия, и к северу, к поднятой южной части Лоевской ступени, где их поверхность залегает на отметках –0,8...–1,0 км. Разлом, ограничивающий Лоевскую ступень с юга, так же как и многочисленные субширотные и субмеридиональные разрывы, разбивающие ступень на мелкие подсолевые блоки, по поверхности межсолевых отложений не прослеживается; очевидно, они затухают в мощной вулканогенно-осадочной толще. В пределах Лоевской ступени поверхность межсолевых отложений погружается моноклинально на север от отметки –1,0 до –3,0 м.

Михальковско-Грибоворуднянская ступень по межсолевым отложениям является непосредственным восточным продолжением Речицко-Шатилковской ступени. С юга ее ограничивает восточное продолжение Речицко-Вишанского разлома амплитудой около 1,0 км. Ступень разбита на блоки субширотными разломами и в пределах блоков отложения наклонены на север, а по разломам ступенчато погружаются на юг. Глубина залегания поверхности межсолевых отложений в пределах ступени изменяется от отметки –0,8 до –2,4 км.

Фаменская соленосная толща и надсолевые девонские отложения в пределах Брагинско-Лоевской седловины отсутствуют; лишь небольшим языком они вдаются со стороны Припятского прогиба в северо-западную часть Лоевской седловины. Нет на территории Брагинско-Лоевской седловины и турнейских отложений. Лишь визейские, в основном верхневизейские, и покрывающие каменноугольные отложения перекрывают Лоевскую седловину (Толстошеев, 1988), при этом она полностью погребена под ними и вместе с Припятским прогибом становится западной центриклиналью наложенной на палеорифт синеклизы. С юга в ее пределы вдается Брагинский выступ, в южной части которого каменноугольные отложения отсутствуют.

БЕЛОРУССКАЯ АНТЕКЛИЗА

Белорусская антеклиза занимает центральную и западную части территории Беларуси и на западе продолжается на территорию Польши. Это тектоническая

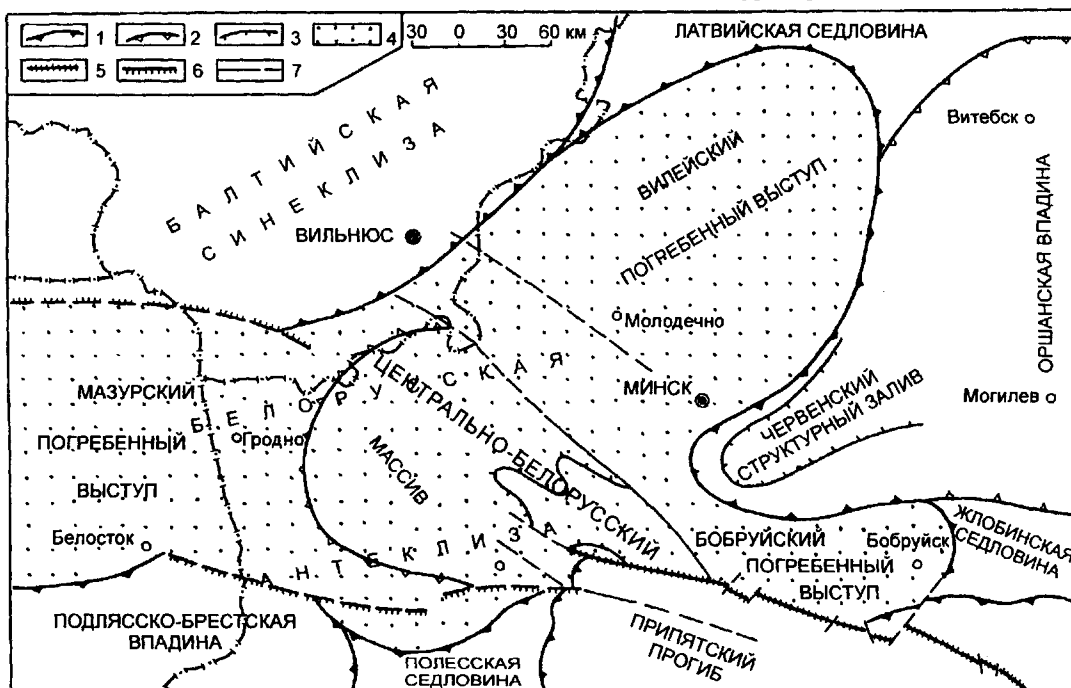


Рис. 9.59. Схема тектонического районирования Белорусской антеклизы и сопредельных территорий. Составили Р.Е. Айзберг, Р.Г. Гарецкий.

Контуры структур чехла: 1 — крупнейших надпорядковых, 2 — крупных I порядка, 3 — средних II порядка, 4 — Белорусской антеклизы. Разломы: 5 — суперрегиональные, 6 — региональные, 7 — субрегиональные и локальные.

Рис. 9.60. Структурная карта поверхности фундамента Белорусской антеклизы. Составили Р.Е. Айзберг, Р.Г. Гарецкий, В.Я. Коженов.

Изогипсы поверхности фундамента, м: 1 — достоверные, 2 — предпологаемые; 3 — разломы.

область с высоким (до +0,1 км) залеганием фундамента. В плане антеклиза имеет форму разностороннего скошенного к северо-востоку треугольника с субширотным основанием протяженностью около 600 км (рис. 9.59. 9.60).

Наиболее приподнятая часть антеклизы выделяется как **Центрально-Белорусский массив.** Он вытянут в субширотном направлении от Мостов на западе до меридиана Слуцка на востоке и с юга на север от Слонима до Морино. Длина массива достигает 225 км, ширина около 115. В его пределах на востоке обособляется самая высокая часть антеклизы — ***Бобовнянский выступ***, расположенный между Налибокским и Северо-Припятским разломами.

Кроме этого, в пределах Центрально-Белорусского массива выделяется ряд более мелких структур. В центральной части массива это субмеридионально вытянутый Зельвянско-Ивьевский вал длиной 126 км при ширине 25 км, состоящий из Зельвянской, Дятловской и Ивьевской антиклиналей размером 21 х 9 км, 33 х 9 и 33 х 18 км. На юге расположен крупный Слонимский купол амплитудой 30—100 м, достигающий в поперечнике 50 км. На западе массива выделяется Мостовское поднятие небольшой (20—30 м) амплитуды. В пределах Центрально-Белорусского массива фундамент выходит под плиоцен-антропогеновые отложения.

Белорусская антеклиза формировалась как остаточная положительная структура в результате разновременного прогибания сопредельных отрицательных структур: Оршанской впадины на востоке в раннебайкальский этап и наложенной на нее западной центриклинали Московской синеклизы в позднебайкальский и герцинский этапы, Балтийской синеклизы на северо-западе и Подлясско-Брестской впадины на юго-западе — в каледонский этап, Припятского прогиба на юго-востоке — в герцинский этап. Поэтому в своде антеклизы на породах фундамента залегают четвертичные отложения, а на склонах появляются формации и формационные ряды, отсутствующие в своде антеклизы и выполняющие сопредельные отрицательные структуры.

Погружающиеся по простиранию периклинальные части Белорусской антеклизы обособляются в качестве погребенных выступов: западного — Мазурского, северо-восточного — Вилейского, юго-восточного — Бобруйского, южного — Ивацевичского.

Мазурский погребенный выступ протягивается в широтном направлении на 120 км, поверхность фундамента в его пределах погружается от –0,1 до –1,0 км. Сувалковским разломом он отделен от Балтийской синеклизы, а Свислочским — частично от Подлясско-Брестской впадины. В западной части выступа породы фундамента перекрыты отложениями верхней перми и триаса, на востоке — только вышележащими отложениями мезозоя и кайнозоя. Большая западная часть выступа расположена на территории Польши.

Вилейский погребенный выступ протягивается на 250 км в северо-восточном направлении, постепенно сужаясь, поверхность фундамента погружается в том же направлении от –0,2 до –0,7 км и глубже. В его своде под четвертичными залегают среднедевонские отложения герцинского структурного и вендские верхнебайкальского комплексов, на северо-западном склоне появляются кембрийские, ордовикские и силурийские отложения каледонского и пермо-триасовые отложения герцинского комплексов, а на юго-восточном склоне — рифейские и вендские отложения нижнебайкальского комплекса. Они наследуют структурный план поверхности фундамента.

Бобруйский погребенный выступ протягивается в юго-восточном направлении на 130 км и отделяется от Бобовнянского Налибокским разломом. Поверхность фундамента погружается на юго-восток от 0 до –0,5 км. На востоке выступ расширяется и осложняется поднятием амплитудой 100—150 м. С юга выступ ограничен Северо-Припятским краевым разломом, который отделяет выступ от Припятского прогиба. На востоке поперечный разлом отделяет выступ от Жлобинской седловины и Северо-Припятского плеча. Породы фундамента в пределах выступа перекрыты рифейскими отложениями, на них несогласно залегают юрские отложения.

Ивацевичский погребенный выступ отходит от Центрально-Белорусского массива к югу, в сторону Полесской седловины на расстояние около 50 км. На севере он частично ограничен Ляховичским и Свислочским разломами. На востоке Ивацевичский выступ ограничивает Старобинскую центриклиналь от Подлясско-Брестской впадины, на юге переходит в Полесскую седловину. Поверхность фундамента на выступе полого наклонена от –0,1 км на севере до –0,3 км на юге. К западу и востоку ее погружение происходит более резко. В пределах выступа развиты отложения рифея и венда нижнебайкальского и верхнебайкальского комплексов, перекрытые юрскими и более молодыми отложениями киммерийско-альпийского комплекса.

Воложинский грабен выделяется между Центрально-Белорусским массивом и Вилейским погребенным выступом. Он ориентирован в северо-западном направлении и на северо-западе раскрывается в Балтийскую синеклизу, а на юго-востоке — в сторону Червенского структурного залива Оршанской впадины. С северо-востока грабен ограничен Ошмянским, а с юго-запада — Налибокским разломами с амплитудами в первые десятки метров. Протяженность грабена 160— 170 км, ширина 40—50 км. Поверхность фундамента в пределах грабена залегает на отметках от –0,2 до –0,4 км.

Прибалтийская моноклиналь образует северо-западный склон Белорусской антеклизы. Поверхность

фундамента погружается здесь на северо-запад и север—северо-запад с градиентом наклона около 3 м/км. При погружении фундамента примерно до отметок свыше –0,4 км градиент наклона увеличивается до 10 м/км. По мере погружения фундамента разрез чехла наращивается отложениями нижнебайкальского, верхнебайкальского, каледонского, герцинского и киммерийско-альпийского комплексов.

Приоршанская моноклиналь выделяется на восточном склоне Белорусской антеклизы, сопряженном с Оршанской впадиной. Здесь поверхность фундамента наклонена на восток—юго-восток с градиентом наклона от 3—4 до 10 м/км, увеличиваясь с глубиной. По данным площадных сейсмических работ (Бессонова, Голионко, 1973 и др.) моноклиналь осложнена брахиантиклиналями субмеридионального и северо-восточного простирания амплитудой до 100 м, нередко осложненными разрывами. Чехол моноклинали сложен, в основном, отложениями рифея, венда, нижнего и среднего девона, перекрытыми четвертичными породами (Тектоника Белоруссии, 1976; Коженов, 1979).

ЖЛОБИНСКАЯ СЕДЛОВИНА

Жлобинская седловина отделяет Оршанскую впадину на севере от Северного плеча Припятского прогиба на юге и протягивается в северо-западном, близком к широтному направлении на 110 км, при ширине 25—50 км от Бобруйского погребенного выступа Белорусской антеклизы на западе до Суражского погребенного выступа Воронежской антеклизы на востоке.

Поверхность кристаллического фундамента в пределах седловины залегает на отметках от –0,5 до –0,7 км и погружается на север до отметки –1,4 км в осевой части Могилевской мульды Оршанской впадины и на юг до отметок –1,0...–2,0 км и более в пределах Северного плеча Припятского прогиба. Поверхность фундамента воздымается в пределах седловины на запад до отметок –0,3...–0,5 км в восточной части Бобруйского выступа и –0,35...–0,5 км в западной части Суражского выступа.

С юга от Северо-Припятского плеча Жлобинская седловина ограничена на востоке Жлобинским и на западе Малиновско-Глазовским глубинными разломами мантийного заложения. Это рифтовые листрические разломы сбросового типа с южным наклоном плоскостей сбрасывателей. Между разломами с запада, со стороны Бобруйского выступа на восток вдается Жлобинский выступ седловины с отметками залегания поверхности фундамента порядка от –0,5 до –0,8 км. На востоке и северо-востоке выступ также ограничен разломами амплитудой около 500 м. По-видимому, Жлобинская седловина нарушена серией разломов, параллельных Жлобинскому, и, возможно, отделяется на севере от Оршанской впадины разломом или серией разрывных нарушений.

Строение поверхности кристаллического фундамента Жлобинской седловины слабо изучено и лишь электроразведкой, гравиразведкой и магниторазведкой, а также единичными сейсмическими профилями, заходящими с юга со стороны Припятского прогиба, и единичными скважинами.

Нижняя катаплатформенная часть платформенного чехла Жлобинской седловины сложена отложениями нижнебайкальского структурного комплекса в объеме рифея и нижнего венда. На них с угловым несогласием залегают отложения ранне-, среднедевонского и франского возраста герцинского структурного комплекса. Верхнюю часть платформенного чехла слагают отложения киммерийско-альпийского комплекса, начиная с юрских. На север, в сторону Оршанской впадины, платформенный чехол наращивается отложениями оршанской свиты рифея нижнебайкальского, вендскими отложениями верхнебайкальского и франскими отложениями герцинского комплексов. На юге, в пределах Северо-Припятского плеча мощность платформенного чехла возрастает, в основном, за счет фаменских отложений герцинского комплекса.

Отложения нижнебайкальского и герцинского структурных комплексов повторяют структурный план поверхности фундамента и погружаются на юг и на север от осевой части седловины, при этом седловина выполаживается вверх по разрезу.

В отложениях герцинского комплекса Жлобинской седловины магниторазведкой установлено, бурением подтверждено и изучено несколько десятков диатрем, выполненных калиевыми пикритами, пикритовыми порфиритами, меланефелинитами, мелалейцититами и оливиновыми мелалейцититами. Диатремы прорывают семилукские и более древние отложения, содержат включения вмещающих осадочных пород и перекрыты речицкими отложениями. Структурное положение диатрем не выяснено. Возможно, они контролируются разломами северо-западного, близкого к широтному простирания, которые параллельны Жлобинскому разлому и осложняют седловину, или приурочены к участкам их пересечения с субмеридиональными разломами.

Жлобинская седловина погребена под отложениями киммерийско-альпийского структурного комплекса: юрские и покрывающие отложения образуют наклоненную на юг моноклиналь северного крыла Припятско-Днепровской (Украинской) синеклизы.

ЛАТВИЙСКАЯ СЕДЛОВИНА

Латвийская седловина размером 120 х 95 км разделяет две крупнейшие отрицательные структуры запада Русской плиты — Балтийскую и Московскую

синеклизы — и соединяет Белорусскую антеклизу через Эстонскую моноклиналь с Балтийским щитом. Она на небольшом участке заходит в северную часть Беларуси и расположена, в основном, за ее пределами. По поверхности фундамента седловина имеет меридиональное простирание. В ее осевой части фундамент залегает на отметках –0,6 км на юге и –0,9 км на севере и погружается на запад в сторону Балтийской синеклизы до –0,7 км и более и на восток в сторону Велижской седловины и Торопецко-Вяземского прогиба до –1,4 км и воздымается к югу в сторону Белорусской антеклизы до –0,4...–0,5 км. Платформенный чехол седловины сложен отложениями девона и антропогена, на ее западном склоне появляются нижнепалеозойские, а на восточном — рифейские и вендские отложения.

ВОРОНЕЖСКАЯ АНТЕКЛИЗА

Воронежская антеклиза заходит на территорию Беларуси своим западным периклинальным окончанием. Здесь выделяются Гремячский погребенный выступ на юге и Суражский погребенный выступ на севере, их разделяет Клинцовский (Унечский) грабен.

Гремячский погребенный выступ расположен между Днепровско-Донецким прогибом и Брагинско-Лоевской седловиной и Клинцовским грабеном на севере и ориентирован в субширотном направлении. В его осевой части поверхность фундамента погружается на запад от отметки –0,1 до –0,5 км. На севере он отделен от Клинцовского грабена Новозыбковским разломом амплитудой около 100 м. В его сводовой части отложения мезозоя залегают непосредственно на породах фундамента. Южное крыло Гремячского выступа постепенно переходит в Приднепровскую моноклиналь, погружающуюся в сторону Днепровско-Донецкого прогиба до отметки –1,0 км и более. В ее пределах между мезозойскими отложениями и породами фундамента появляются каменноугольные отложения, мощность которых нарастает к югу.

Клинцовский (Унечский) грабен протягивается в восток—северо-восточном направлении на 150 км при ширине от 30 до 50 км. Поверхность фундамента в его пределах по данным бурения залегает на отметках от –0,4 до –0,7 км и более. Максимальная отметка погружения фундамента в осевой части грабена достигает –728 м (скв. Вьюновка). Северо-западный борт грабена круче юго-восточного. Борта грабена ограничены разломами: Новозыбковским на юго-востоке (с амплитудой до 100 м) и Суражским на северо-западе (с амплитудой около 200 м). Грабен выполнен отложениями рифея и венда, нижнего и среднего девона и погребен под мезозойскими отложениями.

Суражский погребенный выступ простирается в запад—юго-западном направлении, при этом поверхность фундамента в его осевой части погружается на запад от –0,35 до -0,5 км. Западная часть выступа осложнена Красногорским поднятием, на котором фундамент вскрыт бурением на отметке –280 м. С юго-востока выступ ограничен Суражским разломом, на северо-запад поверхность фундамента погружается в сторону Оршанской впадины. Платформенный чехол выступа сложен отложениями рифея, венда, нижнего и среднего девона, мезозоя и кайнозоя.

На территорию Беларуси заходят только крайние западные части описанных структур. Западным продолжением Суражского погребенного выступа Воронежской антеклизы является Жлобинская седловина, отделяющая ее от Белорусской антеклизы. Гремячский погребенный выступ и Клинцовский грабен замыкаются на западе Гомельской структурной перемычкой, которую можно рассматривать как самое западное окончание Воронежской антеклизы.

Гомельская структурная перемычка приподнята на 200—500 м относительно Северо-Припятского плеча по Гомельскому разлому северо-восточного простирания. Поверхность фундамента в ее пределах залегает на отметках от –0,5 до –1,3 км и в целом погружается на юг к Припятскому палеорифту и Брагинско-Лоевской седловине. Ее строение слабо изучено электроразведкой, магниторазведкой, гравиразведкой и редкой сетью сейсмических профилей. По-видимому, поверхность фундамента и низы чехла разбиты в ее пределах разломами на многочисленные блоки. Ее чехол сложен рифейскими, вендскими, девонскими, мезозойскими и кайнозойскими отложениями. Широко развиты девонские вулканогенно-осадочные породы и , возможно, имеются диатремы.

Все описанные структуры западной центриклинали Воронежской антеклизы выделяются по поверхности фундамента, выражены в рифейских, вендских и девонских отложениях и погребены под мезозойскими. Последние образуют наклоненную на юг моноклиналь северного крыла Припятско-Днепровской (Украинской) синеклизы.

БАЛТИЙСКАЯ СИНЕКЛИЗА

Балтийская синеклиза расположена на территории Литвы, Латвии, Эстонии, России (Калининградская область), Польши, Дании, Беларуси и частично Швеции (сектор Балтийского моря). Значительная часть синеклизы покрыта водами Балтийского моря. На северо-западе она граничит с Балтийским щитом, на востоке — с Латвийской седловиной, на юге — с Белорусской антеклизой, на западе примыкает к линии Тейссейра-Торнквиста. По вопросу проведения границ между Балтийской синеклизой и окружающими ее структурами мнения исследователей расходятся. Большинство прибал-

72. Зак. 5046.

тийских геологов (Тектоника Прибалтики, 1979) выделяет Балтийскую синеклизу в контуре изогипсы –0,5 км по поверхности фундамента. Существует мнение (Брио, Бендруп, 1973), что граница между синеклизой и Латвийской седловиной проходит по изогипсам –0,9 км или –0,9 и –1,0 км в полосе меридиана Риги (Инданс, 1962; Файтельсон, 1965; Гольдберг, Руховец, 1972). Слабо изучена северная граница синеклизы, которая проходит в акватории Балтийского моря. На стыке Балтийского щита и Балтийской синеклизы выделена сложно построенная переходная зона, которая включает ряд впадин (Северо-Готладская, Западно-Готландская, впадины Финского и Ботнического заливов), прогибов (Северо-Борнхольмский), поднятий (о. Готланд, Сааремаа, Хийумаа, Борнхольм). Эта зона отнесена (Берзинь и др., 1973) к Балтийскому щиту на том основании, что она простирается далеко за пределы синеклизы в восточном и северо-восточном направлении. Южное ограничение зоны совпадает примерно с изогипсой –0,5 км по поверхности фундамента.

На юге территории южной Литвы и северо-восточной Польши (примерно на расстоянии 250 км) Балтийская синеклиза отделена от Белорусской антеклизы Сувалкско-Дзукийской зоной разломов, выделенной по геофизическим данным. Эта зона включает два разлома — Сувалкский и Дзукийский, а также более мелкие оперяющие.

В этих пределах Балтийская синеклиза простирается примерно на 700 км при ширине более 300 км на западе, до 400—500 в центральной части и 250 км на востоке. Синеклиза имеет вид крупнейшего структурного залива, открытого на юго-западе и центриклинально замыкающегося на северо-востоке. Фундамент в ее пределах погружается в юго-западном направлении от –0,5 до –8,0 км.

Балтийская синеклиза описывалась в геологической литературе и под другими названиями — Прибалтийская впадина (Кудрявцев, 1946), Польско-Литовская впадина (Лиепиньш, 1950), Польско-Литовская синеклиза (Люткевич, 1952) и др. Некоторую путаницу вносит название Польско-Литовская впадина, которое употребляют и как синоним Балтийской синеклизы в целом (Лиепиньш, 1950; Григялис и др., 1970) и как название структуры вгорого порядка в пределах Балтийской синеклизы (Тектоника Прибалтики, 1979). Проведенные в пределах синеклизы геолого-геофизические исследования обобщены в ряде крупных работ (Dalinkevicius, 1938; Тектоника Прибалтики, 1979; Тектоническая карта ..., 1980; Геология ..., 1982; Структурно-формационная карта ..., 1982; Нефтяные месторождения Прибалтики, 1987).

Балтийская синеклиза выполнена вендскими, кембрийскими, ордовикскими, силурийскими, девонскими, каменноугольными, пермскими, а также фрагментарно развитыми мезо-кайнозойскими отложениями. Отложения платформенного чехла входят в состав верхнебайкальского, каледонского, герцинского и киммерийско-альпийского структурных комплексов. Основную часть платформенного чехла слагает каледонский структурный комплекс (более 3000 м), представленный морскими терригенными и карбонатными формациями, накопившимися в процессе интенсивного прогибания территории, которое сопровождалось образованием разломов, структур второго и третьего порядков. В каледонский этап Балтийская синеклиза, в основном, сформировалась как самостоятельная структура, при этом особенно интенсивные движения по разломам происходили в конце этапа.

По поверхности фундамента, а также в верхнебайкальском, каледонском и герцинском структурных комплексах выделены разломы и зоны разломов ортогональной и диагональной систем. Разломы в Балтийской синеклизе, как правило, ограничивают структуры второго порядка — впадины, прогибы, выступы, ступени, моноклинали, грабены и т. д., а также контролируют расположение структур третьего порядка — брахиантиклиналей, плакантиклиналей и др. Наиболее крупными зонами разломов являются Лиепайско-Рижско-Псковская и Сувалкско-Дзукийская (рис. 9.61).

Лиепайско-Рижско-Псковская зона общей протяженностью около 500 км состоит из серии кулисообразных нарушений (сбросов, изредка взбросов) широтного и восток—северо-восточного направлений. Амплитуда разломной зоны изменяется по простиранию от 100—150 до 650 м. Протяженность отдельных разломов, составляющих зону, изменяется от 55 до 150 км. Все они проявляются по поверхности фундамента и в каледонском структурном комплексе. В герцинском комплексе разломы в большинстве случаев выражены в виде флексур. Амплитуда разлома изменяется от 50 до 500 м. Лиепайско-Рижско-Псковская зона разломов ограничивает с севера Польско-Литовскую впадину и Латвийскую седловину.

Сувалкско-Дзукийская зона разломов общей протяженностью около 250 км включает два основных разлома: Сувалкский и Дзукийский, амплитуды которых соответственно уменьшаются в западном направлении от 300 м до 0 и от 270 м до 50 м. Эта зона отделяет Балтийскую синеклизу от Мазурского выступа Белорусской антеклизы.

Крупными зонами разломов субширотного простирания являются Прегольская (протяженностью 175 км на суше и 150—180 км на море), Неманская (75), Тельшяйская (200 км), Кулдигская. Вильнюсско-Ошмянская зона разломов простирается с юго-востока на северо-запад на расстояние около 300 км. Южно-Кандавская зона состоит из серии разломов северо-восточного и меридионального направлений (Тектоника Прибалтики, 1979). На территории Эстонии развиты трещины и

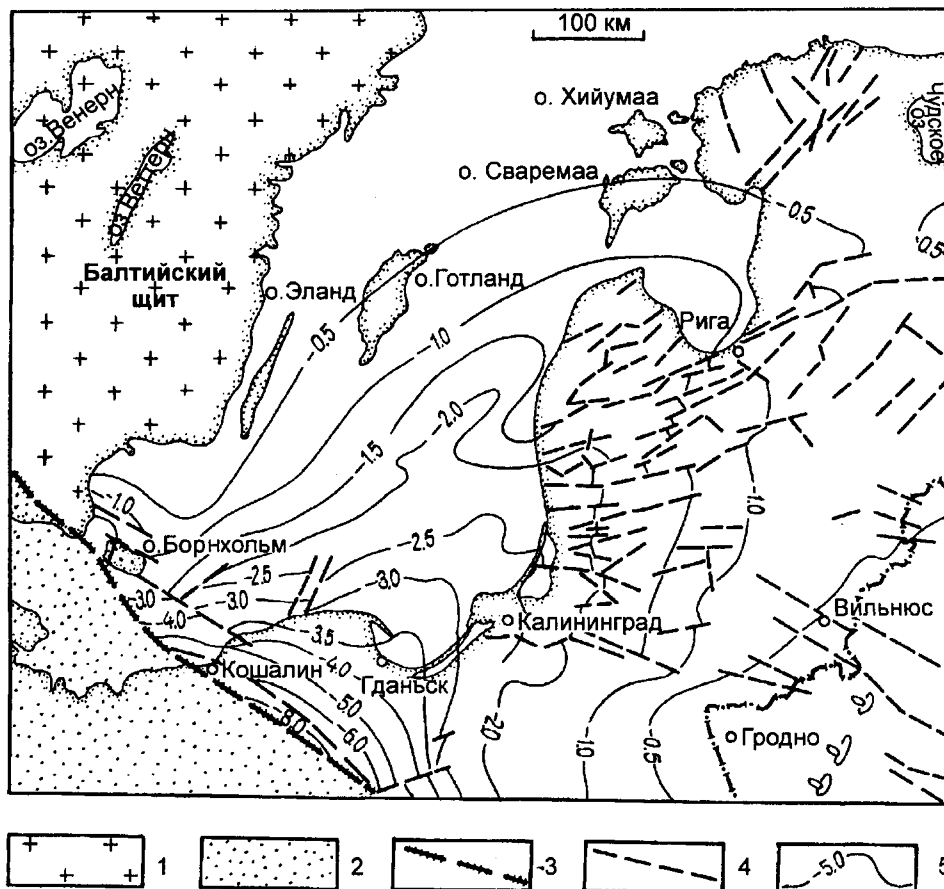


Рис. 9.61. Структурная карта поверхности кристаллического фундамента Балтийской синеклизы.

1 — Балтийский щит, 2 — Среднеевропейская плита, 3 — краевой шов Восточно-Европейской платформы, 4 — разломы, 5 — изогипсы поверхности фундамента, км.

зоны дробления северо-восточного и северо-западного направлений, менее распространены меридиональные и широтные разломы, трещины (Вахер, 1974). Ширина зон дробления изменяется от 10 до 200 м. Вертикальные перемещения амплитудой 10—20 м установлены только по наиболее протяженным разломам. Наряду с крупными разломами и зонами разломов выделены многочисленные локальные разрывы.

Все выделенные разломы нарушают поверхность фундамента и, как правило, пересекают отложения каледонского, в меньшей степени, герцинского структурных комплексов. Разломы, секущие пермские и мезозойские отложения, не установлены, однако они в ряде случаев контролируют границы распространения образований киммерийско-альпийского структурного комплекса.

Наиболее активные тектонические движения вдоль разломов на территории Балтийской синеклизы проявились на каледонском этапе и особенно в конце этапа в связи с заключительными тектоническими процессами в каледонских геосинклиналях. Более слабыми эти движения были на герцинском и очень слабыми на киммерийско-альпийском этапах.

В Балтийской синеклизе выявлено более двухсот локальных структур (Тектоническая терминология..., 1978; Тектоника Прибалтики, 1979), которые по времени образования подразделяются на каледонские, герцинские и альпийские. Структуры каледонского этапа морфологически представлены брахиантиклиналями, куполами, структурными носами, плакантиклиналями, как правило, нарушенными или ограниченными сбросами. Структуры, сформировавшиеся на герцинском этапе, имеют примерно те же морфологические формы (брахиантиклинали, купола, уступы, структурные носы, протяженные флексурные зоны), но в основной массе они не нарушены разломами в отличие от структур каледонского этапа или же нарушены в редких случаях. Структуры герцинского этапа составляют примерно 35—40 % от общего количества структур. К структурам альпийского этапа относятся поднятия, сформированные в результате слабого проявления соляной тектоники — соляные подушки.

По размерам локальные поднятия делятся

(Брангулис, Брио, 1978) на мелкие (до 20 км^2), средние (20—70) и крупные (более 70 км^2). Большинство структур (более 60 %) мелкие, гораздо меньше (около 30) средних и еще меньше (10 %) крупных. Амплитуда поднятий изменяется в пределах 25—100 м.

К структурам невыясненного генезиса отнесены кольцевые структуры, выявленные на территории Литвы и Эстонии. Существует мнение о тектонической или ударно-взрывной природе (Мотуза, Гайлюс, 1978) этих поднятий.

Балтийская синеклиза на небольшой территории заходит на северо-запад Беларуси своим южным крылом. Здесь, в краевой зоне развития каледонского структурного комплекса распространены кембрийские, ордовикские и силурийские отложения. Они накопились в прибрежно-морских условиях и затем подверглись значительным постседиментационным размывам.

ОРШАНСКАЯ ВПАДИНА

Оршанская впадина занимает восточную часть территории Беларуси и наиболее уверенно выделяется по поверхности фундамента (рис. 9.62). Она разделяет Белорусскую и Воронежскую антеклизы и отделена на юге от Припятского прогиба Жлобинской седловиной, Бобруйским погребенным выступом Белорусской антеклизы и Суражским погребенным выступом Воронежской антеклизы, на северо-западе от Балтийской синеклизы ее отделяют Вилейский погребенный выступ Белорусской антеклизы и Латвийская седловина, на северо-востоке от центральной части Московской синеклизы она отделена Ярцевским погребенным выступом Воронежской антеклизы и Велижской седловиной.

В региональном плане в пределах Оршанской впадины наблюдается постепенное погружение поверхности фундамента на север—северо-восток от отметок –0,8...–0,9 км до –1,3...–1,7 км (рис. 9.63, 9.64). Контур впадины по изогипсе –0,8 км характеризуется в общем меридиональным простиранием. Размеры впадины 250 х 150 км. Западный борт впадины, сочленяющийся с Приоршанской моноклиналью Белорусской антеклизы, плавно погружается к ее осевой линии с градиентом около 10 м/км. Примерно такой же наклон имеет восточный борт. В целом для Оршанской впадины характерны относительно крутые борта и плоское дно. Оршанская впадина Центрально-Оршанским горстом разделяется на две мульды: Витебскую и Могилевскую (Травников, 1970; Айзберг, Климович, 1971; Бессонова, Голионко, 1973 и др.). Зона сочленения Витебской и Могилевской мульд с горстом характеризуется резким наклоном поверхности фундамента с градиентом наклона до 20—30 м/км.

Центрально-Оршанский горст был выявлен и изучен комплексом сейсморазведочных, электроразведочных, аэромагнитных и буровых работ. Он сечет Оршанскую впадину с юго-запада на северо-восток и отделяет Витебскую мульду от Могилевской. С юго-востока горст ограничен Смоленским разломом амплитудой 150—200 м, с северо-запада — более локальным Оршанским разломом амплитудой 70—80 м. В пределах горста поверхность фундамента залегает на отметке –1,2 км и он на 100—200 м и более приподнят относительно сопредельных мульд. Длина горста 35 км, ширина 8 км. С горстом связано несколько локальных поднятий (Россоновское, Шкловское, Лубенское, Заозерное); они выявлены по данным аэромагнитных исследований, приурочены к Смоленскому разлому и имеют северо-восточное простирание.

Витебская мульда представляет собой овальную, слегка асимметричную структуру субмеридионального простирания. Длина ее около 100 км, ширина 70—80. Максимальная величина погружения фундамента в осевой части мульды достигает –1672 м (скв. Рудня). Структурным носом, осложненным Богушевским поднятием, центр Витебской мульды делится на северную и южную части. Богушевское локальное поднятие представляет собой довольно обширную, очень пологую приподнятую зону меридионального простирания, оконтуренную изогипсой –1,4 км. Амплитуда поднятия около 100 м.

Могилевская мульда имеет изометричные контуры и максимальные отметки залегания фундамента по геофизическим материалам более –1,4 км. Скв. Вильчицы, расположенной на западе мульды, фундамент вскрыт на отметке –1143 м. Юго-восточный борт мульды по данным сейсмических исследований террасовидно погружается в северо-западном направлении от отметок –0,8...–0,9 км до –1,0...–1,1 км. Углы падения поверхности фундамента изменяются от долей минут до 3—4°. В пределах Могилевской мульды аэромагнитными и сейсморазведочными работами отмечены локальные выступы и погружения амплитудой 50—150 м.

К юго-западу от Могилевской мульды отходит ***Червенский структурный залив***, который глубоко вдается в восточный склон Белорусской антеклизы и является юго-западным центриклинальным замыканием Оршанской впадины. Червенский структурный залив простирается в северо-восточном направлении на расстояние более 90 км. Наибольшая глубина погружения фундамента по геофизическим данным здесь составляет немногим более –0,9 км. На юго-западной центриклинали Червенского залива и соседних площадях сейсморазведкой и бурением выявлены слегка асимметричные локальные поднятия типа брахиантиклиналей с амплитудой 50—100 м: Смиловичское, Осиповичское, Кличевское и др. Размеры наиболее крупных из них достигают (25—30) х (10—15) км. Северо-западное крыло Осиповичского поднятия осложнено небольшим

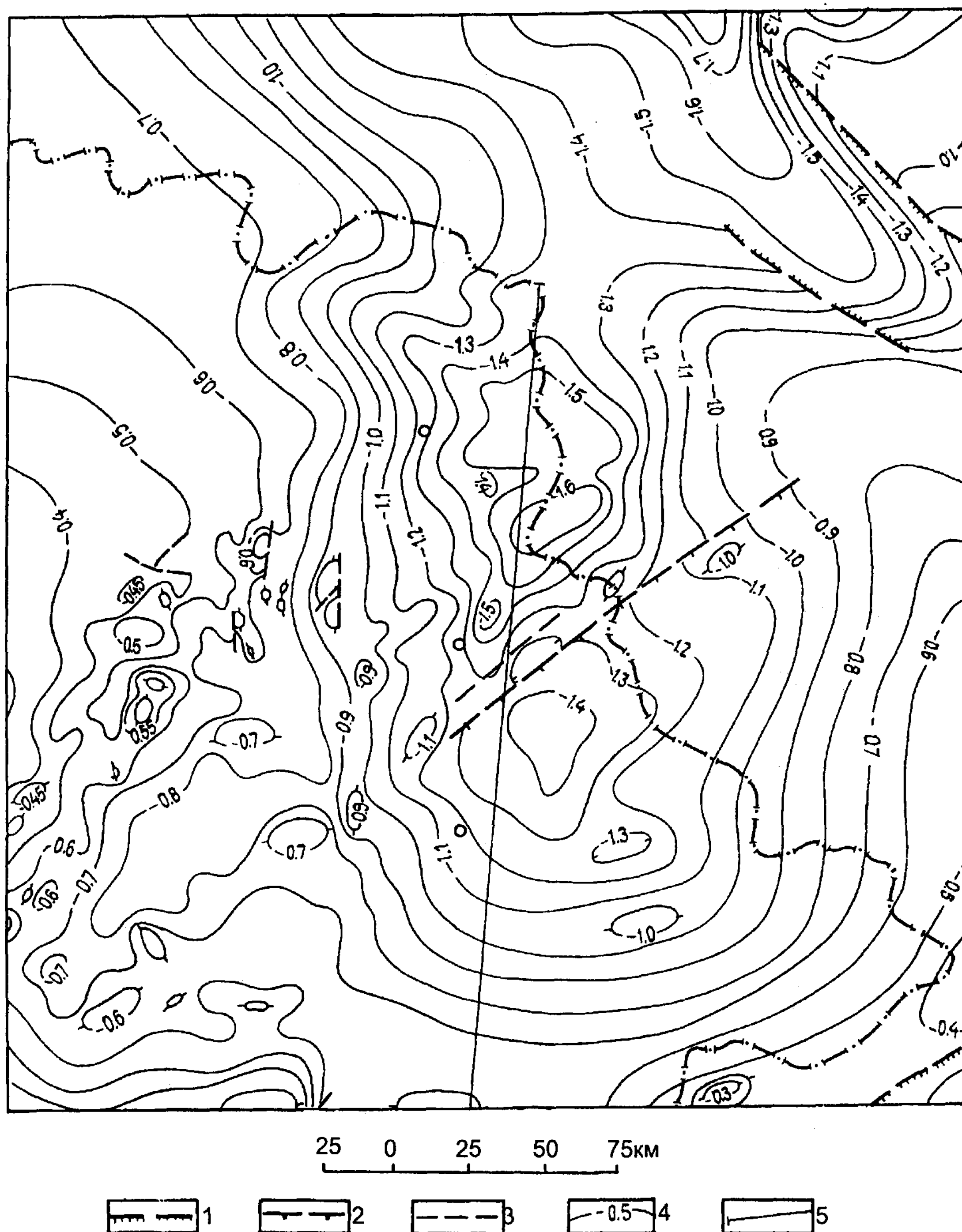


Рис. 9.62. Структурная карта поверхности кристаллического фундамента Оршанской впадины. Составили Р.Е. Айзберг, Р.Г. Гарецкий, И.В. Климович по материалам аэромагнитных и гравиметрических работ, площадной и региональной сейсморазведки ТЗ КМПВ, непрерывного профилирования КМПВ и МОВ, электоразведки методом ТТ и ВЭЗ и данным бурения.

Разломы: 1 — региональные, ограничивающие крупные структуры I порядка; 2 — субрегиональные, ограничивающие средние структуры II порядка; 3 — локальные; 4 — изогипсы поверхности кристаллическ:ого фундамента; 5-линия геологического профиля.

Рис. 9.63. Геологический разрез Оршанской впадины по профилю I-I (положение профиля показано на рис. 9.62). Составили Р.Е. Айзберг, Р.Г. Гарецкий, И.В. Климович.

Рис. 9.64. Структурная карта поверхности вильчанских отложений венда Оршанской впадины и сопредельных территорий. Составили Р.Е. Айзберг, Р.Г. Гарецкий, И.В. Климович.

Разломы: 1 — субрегиональные, ограничивающие средние структуры II порядка; 2 — локальные; 3 — современная граница распространения отложений; 4 — изогипсы поверхности отложений.

сбросом. Большинство поднятий вытянуты в северо-восточном направлении и лишь Кличевское имеет субширотное простирание.

Велижская седловина ограничивает Оршанскую впадину на северо-востоке и расположена на стыке Оршанской впадины и Торопецко-Вяземского прогиба, Ярцевского выступа Воронежской и Вилейского выступа Белорусской антеклиз. Размеры структуры в меридиональном направлении около 40, в субширотном 35 км. Поверхность фундамента в ее пределах залегает на отметках –1,4...–1,3 км и несколько выше.

Отложения нижнебайкальского структурного комплекса наследуют структурный план поверхности фундамента, однако вверх по разрезу структуры выполаживаются. Все описанные выше структуры достаточно четко выделяются по подошве оршанских отложений рифея (Айзберг, Гарецкий, Климович, 1985). Морфология подошвы оршанских отложений рифея и поверхности фундамента в основных чертах совпадают. По поверхности оршанских отложений рифея Оршанская впадина сохраняется, но ее амплитуда резко уменьшается. Эта поверхность погружается в целом на северо-восток от –0,5 до –0,7 км. Градиент падения пород составляет 4 м/км. В наиболее погруженной части Оршанской впадины выделяются Витебская мульда, Червенский структурный залив, Центрально-Оршанский горст, на месте Могилевской мульды вырисовывается широкая террасовидная моноклиналь. Как и по поверхности фундамента, по кровле оршанских отложений выделяются разноориентированные локальные поднятия.

Оршанская впадина и осложняющие ее структурные элементы доплитного заложения погребены под отложениями верхнебайкальского структурного комплекса, начинающего ортоплатформенный чехол. Подошва комплекса моноклинально погружается в северо-восточном направлении (см. рис. 9.64) от 0 до –0,8 км. Падение пород плавное, градиент наклона составляет в среднем 2—3 м/км. На фоне моноклинального погружения широкими террасами отражаются Витебская и Могилевская мульды, разделенные малоамплитудным Смоленским разрывным нарушением. На его юго-западном продолжении выделяется Червенский структурный залив, где подошва комплекса опускается до отметки –0,4 км. Велижская седловина не находит отражения в верхнебайкальском структурном комплексе и в его отложениях Оршанская впадина в качестве самостоятельной структуры не выделяется, ее территория становится юго-западной центриклиналью Московской синекли-

зы. Поверхность волынских отложений плавно погружается на северо-восток от 0 до –0,7 км и более к центру Московской синеклизы.

Образования герцинского структурного комплекса в объеме нижнего и среднего девона и франского яруса верхнего девона наследуют структурный план верхнебайкальского комплекса и образуют пологую моноклиналь, погружающуюся от 0,05 до –0,2 км и более на северо-восток в сторону осевой части Московской синеклизы. Это погружение происходит очень полого, градиент наклона не превышает 1 м/км. Разрывных нарушений в отложениях герцинского комплекса не отмечается. Локальные структуры в отложениях комплекса выполаживаются, приобретают форму структурных носов, некоторые не выделяются вообще.

Киммерийско-альпийский комплекс начинается со среднеюрских отложений и маломощным слабодислоцированным покровом перекрывает с резким угловым и стратиграфическим несогласием размытую поверхность девонских отложений герцинского комплекса. Отложения комплекса образуют наложенную структуру — наклоненную на юг Восточно-Белорусскую моноклиналь, которая представляет собой северный борт Припятско-Днепровской синеклизы.

РАЗРЫВНЫЕ ДИСЛОКАЦИИ ПЛАТФОРМЕНОГО ЧЕХЛА

Проведенные за последние двадцать пять лет геолого-геофизические исследования позволили установить широкое развитие разломов в платформенном чехле Беларуси (рис. 9.65).

Платформенными называют разломы, нарушающие породы осадочного (платформенного) чехла. Эти разломы изучены достаточно хорошо по материалам геофизических исследований, а также бурения. Они классифицированы по рангу, глубине проникновения, кинематическому типу, морфологии, предполагаемому времени заложения, основному этапу развития, геометрической форме плоскости разлома и т.д. Следует иметь ввиду, что многие относительно малоамплитудные разломы платформенного чехла изучены недостаточно. Их число, по-видимому, существенно превышает количество разломов, показанных на тектонических и геологических картах. Многие разломы, проникающие в чехол, являются тектонически активными и в настоящее время.

Платформеннные разломы по рангу ограничивающих ими структур разделяются на суперрегиональные, региональные, субрегиональные и локальные (Айзберг, Гарецкий, 1974; Тектоника Белоруссии, 1976).

Суперрегиональные разломы ограничивают крупнейшие надпорядковые структуры (плиты, щиты, трансплатформенные авлакогены), протягиваются на многие сотни, иногда тысячи километров и достигают верхней мантии. К этому классу на территории Беларуси относится трансплатформенный Сарматско-Туранский линеамент (Айзберг, Гарецкий, Синичка, 1971). Звеньями этой палеорифтовой зоны являются разломы, ограничивающие Припятский палеорифт (Северо- и Южно-Припятские, Жлобинский), краевые разломы Подлясско-Брестской впадины и Свислочский разлом. Каждый из них является разломом более низкого ранга, характеризуя в то же время отличительные особенности строения зоны суперрегиональных разломов. Отдельные звенья Сарматско-Туранского линеамента отличаются значительными (несколько километров) вертикальными амплитудами, большой глубиной заложения, длительным временем активного развития и т. д. К классу суперрегиональных относится и зона разломов линии Тейссейра-Торнквиста, ограничивающая Восточно-Европейскую платформу на юго-западе. Она находится за пределами Беларуси, однако влияние этой зоны проявилось в структуре территории республики.

Региональные разломы ограничивают структуры I порядка (прогибы, горсты, грабены и др.). Они простираются обычно на первые сотни километров, проникая до нижнего слоя земной коры или верхней мантии. Чаще всего эти разломы выражены в виде сбросов, сдвигов, сбросо-сдвигов, иногда взбросов: при ограничении палеорифтов они часто имеют листрическую форму. Разломы этого класса ограничивают Подлясско-Брестскую впадину, Луковско-Ратновский горст, Овручскую грабен-синклиналь, Брагинско-Лоевскую седловину, Клинцовский грабен. К ним относятся названные выше краевые разломы Припятского палеорифта, одновременно являющиеся звеньями суперрегиональных разломов.

Наиболее крупные из региональных разломов (Лоевский, Северо-Ратновский, Южно-Ратновский, Суражский, Новозыбковский и др.) по типу строения представляют собой сбросы, имеющие сдвиговую компоненту.

Региональные разломы или одновозрастны с ограничиваемыми структурами или более молодые. Рифейско-ранневендским временем определяется этап наиболее активного развития разломов, ограничивающих катаплатформенные (доплитные) осадочные бассейны — Клинцовский грабен, возможно, частично Оршанскую впадину. Эти разломы развивались, главным образом, во время формирования ограничиваемых ими структур, завершающий этап которого связан, скорее всего, с общим воздыманием региона в раннем венде. Преимущественно конседиментационный характер имеют региональные разломы Припятского палеорифта, формировавшиеся в позднем девоне и менее интенсивно — в карбоне и позднее.

Разломы, ограничивающие Подлясско-Брестскую впадину с севера и Балтийскую синеклизу с юга, а

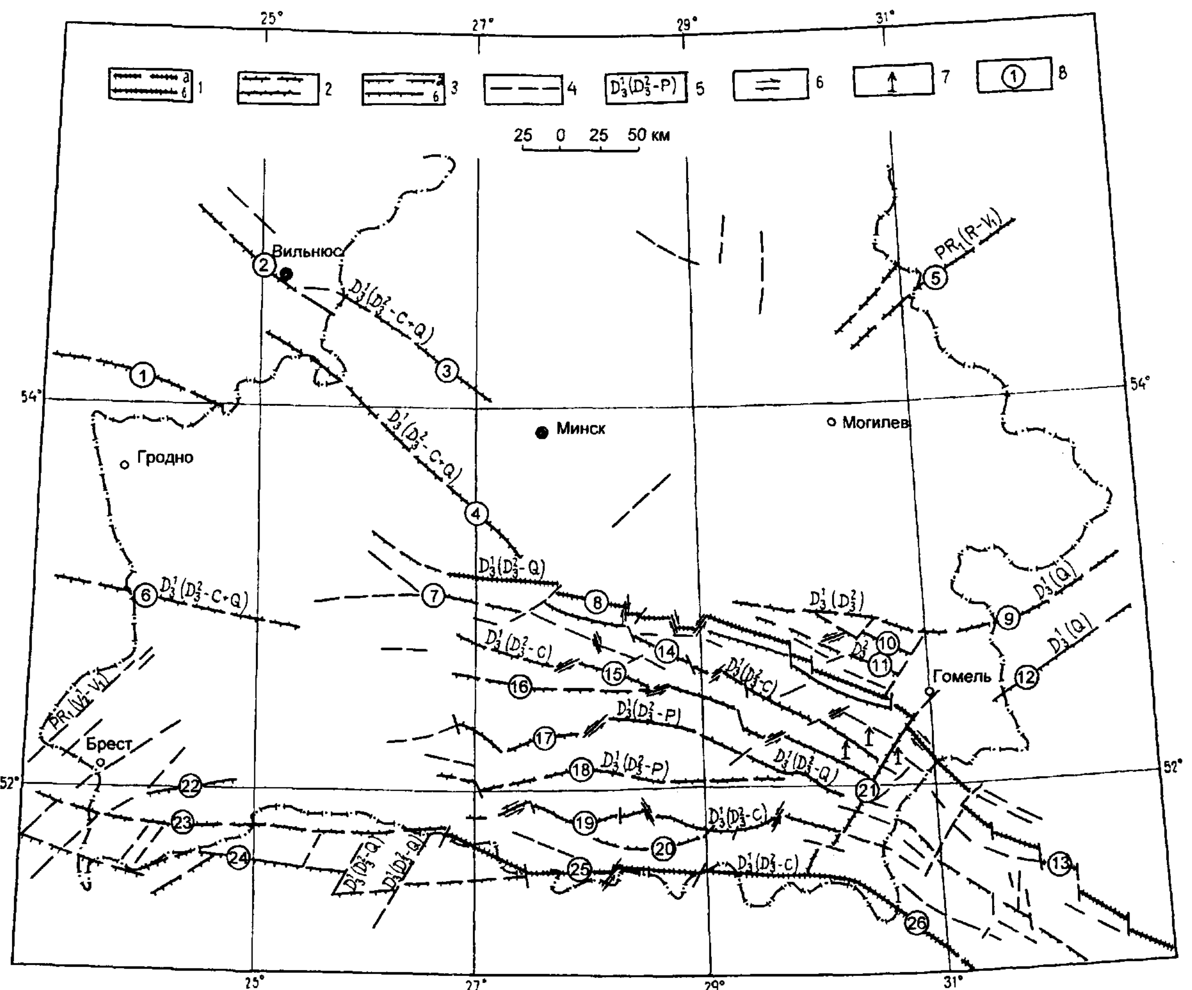


Рис. 9.65. Карта основных разломов платформенного чехла территории Беларуси. Составил А.М. Ковхуто (с использованием материалов Р.Е. Айзберга, Р.Г. Гарецкого, В.С. Конищева).

1-4 — разломы: 1 — суперрегиональные (а — по данным полевых геофизических исследований; б — по результатам геофизических исследований и бурения), 3 — субрегиональные (а — по данным полевых геофизических исследований, б — по результатам геофизических исследований и бурения), 4 — локальные; 5 — возраст заложения разломов и время их активизации (в скобках); 6-7 — кинематические признаки разломов, установленные по геолого-геофизическим данным с использованием результатов палеогеодинамических исследований кернов глубоких скважин: 6 — сбросо-сдвиги (стрелки показывают направление горизонтального смещения по разломам), 7 — взбросы; 8 — наименования разломов: 1 — Сувалковский, 2 — Вильнюсский, 3 — Ошмянский, 4 — Налибокский, 5 — Смоленский, 6 — Свислочский, 7 — Ляховичский, 8 — Северо-Припятский, 9 — Суражский (Жлобинский), 10 — Кошелевский, 11 — Малиновско-Глазовский, 12 — Новозыбковский, 13 — Северо-Днепровский, 14 — Речицкий, 15 — Червонослободско-Малодушинский, 16 — Копаткевичский, 17 — Шестовичский, 18 — Сколодинский, 19 — Наровлянский, 20 — Ельский, 21 — Лоевский, 22 — Дивинский, 23 — Северо-Ратновский, 24 — Южно-Ратновский, 25 — Южно-Припятский, 26 — Южно-Днепровский.

также Луковско-Ратновский горст активно развивались уже после формирования этих структур - в позднем девоне и карбоне. Об этом свидетельствует их широтное простирание, соответствующее простиранию высокоамплитудных позднедевонско-каменноугольных краевых разломов Припятского грабена; отсутствие краевых фаций каледонского комплекса в примыкающих зонах; резко выраженный размыв додевонских отложений на Луковско-Ратновском горсте, отражающий последующие постсилурийские движения по разломам.

Субрегиональные разломы ограничивают средние структуры II порядка (тектонические ступени, грабены, выступы и др.). Они имеют длину от первых до нескольких десятков километров и проникают в нижний, средний или верхний слои земной коры. По кинематическим типам они близки к региональным разломам. Этот класс разломов широко развит в Припятском палеорифтовом бассейне, на периферии Белорусской антеклизы и в некоторых других районах. Большинство из них активно развивались в позднедевонское и каменноугольное время.

В Припятском палеорифтовом бассейне субрегиональные разломы, наряду с региональными, состоят преимущественно из сбросов и определяют сложную пликативно-блоковую структуру подсолевых и блоково-пликативную структуру межсолевых отложений. Пространственная связь этих разломов с линейными зонами поднятий и большинством выявленных локальных поднятий в межсолевых, верхнесоленосных и надсолевых отложениях является одним из важнейших структурных признаков Припятского прогиба. Основное их развитие (80—90 % вертикальной амплитуды) приходится на поздний девон, причем на 50 % они были сформированы в среднем фамене. Развитие их было длительным и преимущественно конседиментационным.

Из других субрегиональных разломов следует отметить Дивинский, обособляющий одноименный блок в зоне сочленения Подлясско-Брестской впадины и Луковско-Ратновского горста, а также Ошмянский и Налибокский разломы, ограничивающие Воложинский грабен. Время активного развития Дивинского разлома относится, скорее всего, к позднему венду и девону, а последних двух — к позднему девону и карбону, при чем наиболее поздние из них происходили в мезозое и кайнозое.

Локальные разломы осложняют зоны поднятий и локальные структуры и имеют небольшие амплитуды и протяженность. Они чаще всего являются сбросами, реже — сдвигами и взбросами.

Сопоставление сети древних (допозднеолигоценовых) разломов с новейшими и современными активными разломами позволяет выделить среди последних два основных класса: унаследованные и новообразованные. Унаследованные активные разломы совпадают или близки по своему пространственному положению и ориентировке с фрагментами ранее существовавшей сети платформенных или доплатформенных дизъюнктивов. Новообразованные активные разломы пространственно не связаны с древними разрывными нарушениями и, скорее всего, они "встраиваются" в регматическую сеть разломов. Типизация и ранг активных разломов не всегда соответствуют типу и рангу наследуемых древних разрывных нарушений. Поэтому классификация активных разломов независима и самостоятельна по отношению к древней системе дизъюнктивных структур.

ЛОГОЙСКИЙ МЕТЕОРИТНЫЙ КРАТЕР

В 8—10 км северо-западнее г. Логойск при проведении электроразведочных работ методом теллурических токов (ТТ) в 1973 г. была выявлена (Г.С. Злотский, Н.В. Калаша, Г.И. Илькевич) отрицательная кольцевая аномалия, выраженная понижением напряженности Е поля ТТ интенсивностью до 24 единиц при фоне в 100. Было сделано предположение, что зоны резких градиентов поля ТТ связаны с тектоническими нарушениями, по которым произошло опускание блока кристаллического фундамента, что, в свою очередь, привело к локализации в пределах структуры минерализованных подземных вод, которые и явились причиной аномально низкой напряженности поля ТТ. На площади обнаруженной аномалии были пробурены три картировочные (50, 56, 78) и одна параметрическая (23п) скважины, проведены профильные гравимагнитные исследования. Указанными скважинами были вскрыты резко аномальные для данного района разрезы. В них под антропогеновыми отложениями повышенной мощности вместо регионально развитых среднедевонских и вендских отложений примерно на их уровне была вскрыта толща тонкослоистых алевролитов и глин озерного типа мощностью 81,5—223 м. Она залегает на толще брекчий мощностью до 240 м, состоящей, в основном, из глыб и обломков среднедевонских и вендских пород. В основании толщи брекчий, а также на контакте ее с глинисто-алевролитовой толщей зафиксированы линзообразные тела мощностью до 4—6 м, визуально похожие на выветрелые мелкообломочные лавобрекчии и туфолавы кислого состава, перемешанные с обломками доломитов, песчаников, измененных гранитогнейсов и ксеноморфных фрагментов (обрывков) обугленной древесины. Профильные гравимагнитные наблюдения показали, что выявленная ранее отрицательная аномалия поля ТТ совпадает в плане с интенсивной отрицательной локальной гравитационной аномалией, в магнитном поле практически не выраженной.

Результаты бурения и геофизических исследований позволили установить, что образующая эти ано-

малии структура представляет собой округлую в плане, погребенную котловину, в центральной части которой полностью отсутствуют в коренном залегании доантропогеновые отложения платформенного чехла и которая своей нижней более узкой частью "врезана" в интенсивно нарушенные (трещиноватые, раздробленные) породы кристаллического фундамента на глубину не менее 150 м. В верхней части (примерно до гл. 100—200 м) котловина выполнена песчаными и другими отложениями предположительно раннеантропогенового возраста, а в нижней — вышеотмеченными алеврито-глинистыми отложениями и брекчиями, нигде ранее в Беларуси не встречавшимися. Поскольку в современном рельефе котловина не выражена, ее диаметр был определен по кровле девонских отложений ориентировочно в 17–20 км. Выявленная погребенная котловина получила название "Логойская структура" (рис. 9.66).

В 1979 г. на основании всех имеющихся к этому времени геологических и геофизических материалов и данных лабораторных исследований было сделано заключение, что Логойская котловина представляет собой древний погребенный взрывной метеоритный кратер — астроблему (Веретенников, Илькевич, Махнач, 1979). Первое же предположение о метеоритной природе Логойской структуры было высказано и предварительно обосновано Н.В. Веретенниковым в 1975 г.

В 1979—1984 гг. на территории Логойской структуры проведено глубинное геологическое картирование масштаба 1 : 50 000. Всего на площади 170 км^2 пробурено 28 скважин, выполнен комплекс профильных гравимагнитных и электроразведочных работ, а в центре аномалии пробурена структурная скв. 118 глубиной 1254 м, которая прошла 700 м по породам кристаллического фундамента, но из зоны интенсивно разуплотненных пород не вышла.

Геофизическими исследованиями (гравимагнитные и электроразведочные работы по профилю масштаба 1 : 50 000) подтверждено наличие в данном районе кольцевой структуры диаметром 15—18 км с разуплотнением пород кристаллического фундамента, по данным гравиразведки, до глубины 3—5 км, а возможно и глубже. Гравитационная аномалия имеет изометричную форму, диаметр ее около 10—11 км, интенсивность 10—13 мгл. Так как в магнитном поле гравианомалия не находит адекватного выражения, то это свидетельствует о том, что ее природа связана не с изменением вещественного состава пород фундамента, а обусловлена дефицитом массы за счет их интенсивного разуплотнения. Дефицит массы аномалии, рассчитанный по нескольким вариантам, в среднем составляет $15 \cdot 10^9$ т, при дефицитной плотности гранитогнейсов фундамента 0,13 г/см^3. Таким образом, интенсивность аномалии, дефицитная масса и мощность зоны трещиноватых пород хорошо увязываются с фактическими размерами воронки, что характерно для взрывных метеоритных кратеров.

Детальное изучение Логойской астроблемы произведено геологами Белорусской геолого-поисковой экспедиции Е.И. Громовым, Г.И. Илькевичем при участии Н.В. Веретенникова, А.С. Махнача (Веретенников,

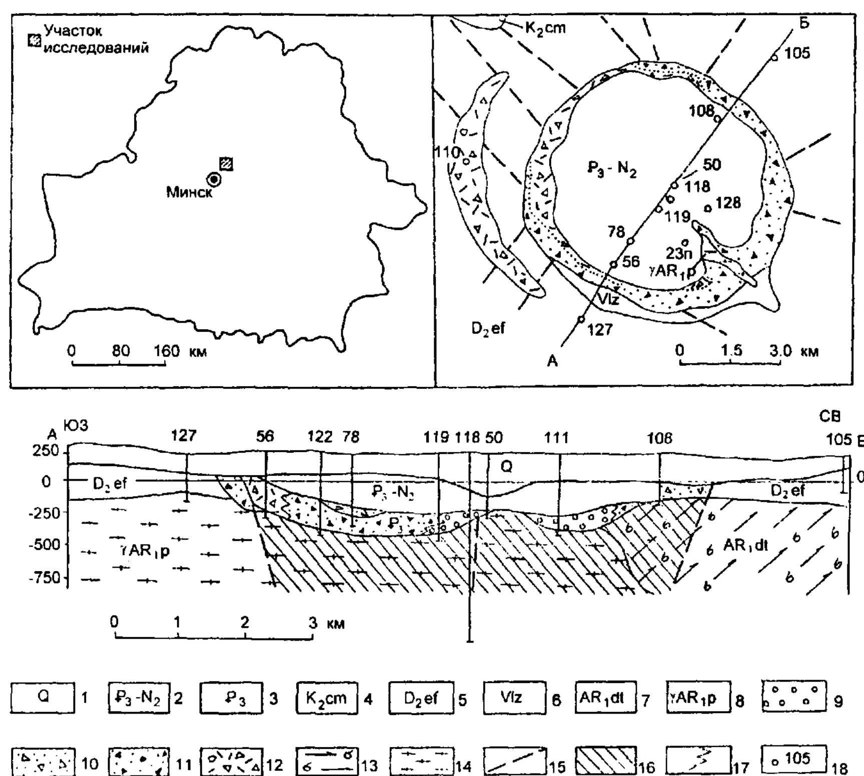


Рис. 9.66. Геологическая карта дочетвертичных отложений Логойского метеоритного кратера (по Е.И. Громову).

1 — четвертичные отложения; 2 — олигоцен-плиоцен нерасчлененные; 3 — олигоцен; 4 — верхний мел, сеноманский ярус; 5 — средний девон, эйфельский ярус; 6 — венд, лиозненская свита волынской серии; 7 — нижний архей, щучинская серия, дитвинская толща; 8 — нижний архей, полонский интрузивный комплекс. Породы коптогенного комплекса: 9 — зювиты; 10—12 — аллогенные брекчии из обломков и глыб гранитогнейсов (10), верхнепротерозойских (11) и девонских (12) пород; 13 — гнейсы биотитовые, амфибол-биотитовые; 14 — гранитогнейсы биотитовые, порфиробластовые; 15 — разрывные нарушения; 16 — зона вторичной трещиноватости пород; 17 — границы фациальных подразделений одновозрастных пород; 18 — буровые скважины и их номера.

Махнач, Бурлак и др., 1981). Петрография импактитов, импактных стекол, их петрохимия изучены на кафедре петрографии Московского госуниверситета. Результаты этих исследований опубликованы (Гуров и др., 1980; Веретенников и др., 1981; Глазовская и др., 1991).

Логойская астроблема полностью погребена и перекрыта мощной толщей антропогеновых покровноледниковых отложений, образующих на дневной поверхности контрастный грядово-холмистый рельеф, в котором кратерная воронка совершенно не выражена. В связи с этим ее строение и морфология были определены только по данным геофизических исследований и буровых работ. В последствии общие очертания кратера в плане были выявлены и по материалам космоаэрофотосъемки.

Кратер состоит как бы из двух воронок (внешней и внутренней) разного диаметра, вложенных одна в другую. Внешняя воронка, имеющая глубину 200—220 м, своей верхней частью врезана в среднедевонские породы, а нижней — в вендские. Контур воронки хорошо прослеживается по кольцевому расположению выходов на доантропогеновую поверхность различных по возрасту пород осадочного чехла. Во внутреннем кольце вскрываются вендские породы (девонские отложения сорваны и выброшены за пределы воронки), а во внешнем — различные горизонты и слои среднедевонских пород, причем омоложение разреза происходит по мере удаления от центра к флангам. В плане внешняя воронка имеет удлиненно–овальную форму, длинная ось которой ориентирована в северо-западном направлении. Диаметр ее по этой оси 15 км, по короткой — 12 км.

Внутренняя воронка глубиной около 280—300 м врезана в породы кристаллического фундамента, представленные гнейсами, и заполнена зювитами, тагамитами и аллогенными брекчиями и толщей озерных отложений позднеэоцен(?)-олигоцен-неогенового возраста. В плане внутренняя воронка имеет форму почти правильной окружности диаметром 7,5—8 км. Таким образом, современная глубина кратера от линии ненарушенной поверхности пород среднего девона до его дна составляет 500—520 м.

В поперечном разрезе строение воронки асимметричное. Истинный центр воронки расположен примерно в 1—1,5 км на восток–северо-восток от ее геометрического центра и определяется местоположением сплошного “массива” зювитов. В центральной части кратера отмечается центральное поднятие или так называемая “центральная горка” с амплитудой около 200 м над истинным дном воронки. Вокруг нее фиксируется прерывистый кольцевой желоб с перепадом между его дном и дном воронки в ~ 10—20 м. Асимметрично относительно центра расположены и породы коптогенного комплекса, заполняющие внутреннюю воронку.

Небольшая асимметрия отмечается также и в строении бортов. На восточном и северо-восточном флангах они более крутые, на западном — более пологие. Такая асимметрия связана, по-видимому, с направлением полета космического тела с юга-запада на северовосток, встреча которого с земной поверхностью произошла под острым углом. Ударный расплав, при застывании которого образовались тагамиты, был выплеснут в направлении полета на восточный борт воронки.

Внутреннее строение Логойского кратера определяется сочетанием нескольких литологических комплексов: вмещающего, коптогенного, заполняющего и перекрывающего. Выделение этих комплексов основано на их генетической природе и отношении к импактному событию.

Вмещающий или цокольный комплекс, в который “вложен” кратер, включает интрузивно-метасоматические образования (гранитогнейсы) кристаллического фундамента, вендские и среднедевонские отложения платформенного чехла.

Коптогенный комплекс представлен аутигенными и аллогенными брекчиями и импактитами (зювитами и тагамитами), выполняющими значительную нижнюю часть воронки, а также брекчированными выбросами закратерного вала, расположенного у внешнего борта воронки. Эти породы образуют особую — коптогенную формацию горных пород, возникновение которых связано с ударно-взрывным породообразованием — коптогенезом.

Аллогенные брекчии в наиболее глубокой части кратерной воронки залегают на сильно трещиноватых, катаклазированных гранитогнейсах фундамента, а в бортовых частях примыкают к осадочным породам платформенного чехла, также сильно разрушенным и деформированным. В центральной части кратера они ассоциируют с импактитами (тагамитами, зювитами), окаймляя их со всех сторон. Аллогенные брекчии перекрываются озерными отложениями заполняющего, реже — антропогеновыми отложениями перекрывающего комплекса. За пределами кратера аллогенные брекчии в виде остатков закратерного вала выявлены только на западном фланге структуры (скв. 110), где залегают на породах среднего девона и перекрываются антропогеновыми отложениями. Преобладают брекчии, сложенные обломками и глыбами различных осадочных пород венда и среднего девона: песчаников, алевролитов, алеврито-глинистых, глинисто-карбонатных пород, мергеля, доломита и др. Реже встречаются обломки верхнемеловых фосфоритов.

В низах коптогенного комплекса представлены аутигенные брекчии, сложенные, в основном, обломками в разной степени ударно-метаморфизованных гранитогнейсов с примесью вышеперечисленных осадочных пород. Встречаются также брекчии, в которых присутствуют ксеноморфные включения, линзовидные тела зювитов и импактных стекол.

Коптокластиты представляют собой светло-серую, рыхлую, слабокарбонатную, тонко-микрообломочную породу, залегающую на аутигенных брекчиях фундамента. Состоят из раздробленных до горной муки гранитогнейсов с редкими остроугольными, ударно-метаморфизованными и свежими обломками гранитогнейсов, зювитов и импактного стекла, содержащего нередко включения глинистых минералов, окруженными темно-серой крепкой зонкой закаливания.

Зювиты слагают большую часть сплошного кольцевого "массива" в наиболее глубокой части кратерной воронки (скважины 111, 128). Они окаймляют цетральное поднятие, а также образуют небольшие тела ("покровы") на поверхности аллогенных брекчий. Наибольшая мощность зювитов, установленная по скв. 111, равна 126 м. В зювитах, вскрытых скважинами 119 и 23п, содержание стекла не превышает 15 %, а в кластогенной составляющей, кроме обломков гранитогнейсов и их минералов, наблюдаются обломки и полуассимилированные фрагменты осадочных пород. В разрезах других скважин зювиты характеризуются большим количеством стекла (до 40 %), а обломочная составляющая представлена, в основном, гранитогнейсами и их минералами. Стекла в этих зювитах менее измененные, частично или полностью раскристаллизованные.

Тагамиты по сравнению с зювитами имеют ограниченное распространение. Они залегают на различных гипсометрических уровнях и представлены пластообразными телами, залегающими в аллогенных брекчиях; залежами неопределенной формы с расплывчатыми контактами в толще зювитов; жилами или маломощными дайкообразными телами среди зювитов и аллогенных брекчий. Тагамиты — плотные, крепкие афанитовые породы темно-серого до черного цвета, со стекловатой основной массой (иногда перлитовой текстуры), насыщенной многочисленными мелкими (от десятых долей до нескольких сантиметров) и редкими крупными (до 0,3 м) обломками в различной степени ударно-метаморфизованных гранитогнейсов и их минералов. Количество обломочного материала в различных телах колеблется от 20 до 40 %. Иногда в них отмечаются округлые пустоты размером до 1,5 см.

В импактитах и брекчиях коптогенного комплекса Логойского кратера в изобилии встречаются практически все известные структурные и минералогические проявления и признаки интенсивного ударного и термического воздействия на минералы и породы, характерные для взрывных метеоритных кратеров: конуса разрушения; текстуры типа "грис"; обожженные и оплавленные, нередко импрегнированные стеклом обломки гнейсов, фосфоритов и других пород; раздробленные и деформированные минералы (кварц, полевые шпаты и др.); деформационные ламелли в них и полосы смятия (по биотиту образования типа "кинг-бэнд"); планарные структуры; пониженное двупреломление вплоть до полной изотропизации минералов и образования типичных диаплектовых (тетоморфных) стекол по кварцу, плагиоклазам (маскелинит), глаукониту, фосфатам и др.; гетерогенные стекла плавления (Веретенников и др., 1979). В диаплектовых кварцевых стеклах установлены также высокобарические минералы кварца — коэсит и стишовит, последний из них, являющийся пятой находкой в мире, установлен и встречается только в космогенных структурах Земли (Гуров и др., 1980).

Заполняющий комплекс в своей доантропогеновой части представлен толщей горизонтально залегающих, в основном алеврито-глинистых палеоген-неогеновых отложений, которые в виде неправильной плосковыпуклой линзы частично выполняют верхнюю половину кратерной воронки. Мощность этой толщи уже вблизи бортов кратера достигают 90—150 м. Затем она постепенно увеличивается в его дне до 290—300 м, при этом существенно уменьшаясь в центре структуры (в скв. 50 до 81,5 м). Это свидетельствует о крутых бортах и относительно пологом дне кратера, в котором хорошо выражено центральное поднятие — характернейшее образование для метеоритных кратеров таких размеров.

В основании заполняющего комплекса представлен базальный горизонт в виде невыдержанной пачки мощностью до 30 м мелкообломочных брекчий, гравелитов, песчаников и фосфатной породы. Для пород базального горизонта характерно наличие глауконита, вкрапленности и землистых скоплений сульфидов железа, обломков сильно измененных импактных стекол и зювитов, а также обильного растительного детрита. Повсеместно встречаются крупные фрагменты (обрывки) обугленной древесины. Базальный горизонт перекрывает разнозернистые пески с обильным глауконитом (их мощность до 70 м), часто с обломками пород из бортов кратера. Выше залегает пачка карбонатно-глинистых пород мощностью до 50 м. В ее составе преобладают карбонатные глины и известково-доломитовые мергели. Отмечаются редкие прослои пелитоморфных известняков. Эта пачка сменяется более мощной толщей (до 140—150 м) сначала карбонатных, затем некарбонатных тонкослоистых глин и алеврито-глинистых пород с прослоями песков, с обрывками древесины и хорошо сохранившимися форменными растительными остатками (древесные листья, трава, вайи папоротников) и скелетами рыб. Завершается разрез доантропогеновой части заполняющего комплекса пачкой алевролитов и тонкозернистых песков мощностью до 25—30 м. Все эти отложения с размывом, а в пределах пересекающей кратер древней погребенной долины — с глубоким эрозионным врезом, перекрыты преимущественно водно-ледниковыми песчаными отложениями раннего-среднего (?) антропогена, которые заполняют кратер в его наиболее широкой верхней части. Тем самым они практически нивелируют его поверхность с окружавшим предледниковым рельефом.

Палинологическое изучение 65 образцов пород из керна скважин 23п, 50 и 56, характеризующих большую нижнюю часть доантропогенового разреза заполняющего комплекса, позволило установить ее позднеэоцен(?)-олигоцен-миоценовый возраст и выделить в ней три разновозрастных спорово-пыльцевых комплекса, присущих разным частям разреза: 1) позднеэоцен(?)-раннеолигоценовый, 2) средне-поздне(?)олигоценовый, 3) позднеолигоцен-раннемиоценовый. Тем самым было установлено время образования Логойского кратера — конец позднего эоцена(?) или, что более вероятно, ранний олигоцен, т. е. его возраст составляет не менее 36—37 млн лет. А вместе с результатами литологического изучения была получена возможность расчленить мощную доантропогеновую толщу заполняющего комплекса, в которой представлен практически непрерывный и, видимо, наиболее полный в Беларуси разрез олигоцен-неогеновых отложений, на 4 литостратиграфические подтолщи ранга свит (Веретенников и др., 1981). Нижняя, ***кузевичская свита***, охарактеризованная первым спорово-пыльцевым комплексом и отнесенная к верхнему эоцену(?)-нижнему олигоцену, включает отмеченные выше базальный горизонт, пачку песков и карбонатно-глинистую. Вторая, ***белановская свита***, мощностью до 30,5 м, содержащая споры и пыльцу второго комплекса, отнесена к среднему олигоцену. Она сложена наиболее тонкими темно-серыми микрослоистыми глинами, в нижней части слабоизвестковистыми, выше практически некарбонатными. Третья — ***логозинская,*** и четвертая — ***гайнинская свиты,*** мощностью соответственно до 146,5 и 25 м, содержат споры и пыльцу третьего, пока нерасчлененного позднеолигоцен-раннемиоценового комплекса. Однако характеризует он, в основном, логозинскую свиту, так как из пород гайнинской свиты палинологически изучено лишь два образца, оба — из ее нижней части. Поэтому логозинская свита отнесена к верхнему олигоцену-миоцену без более точной в пределах этого хроностратиграфического интервала привязки. Исходя из представления о непрерывности доантропогеновой части разреза заполняющего комплекса, естественно предположить, что гайнинская свита или, по крайней мере, ее большая верхняя часть, палинологически пока не изученная, соответствует плиоцену.

Перекрывающий комплекс представлен толщей антропогеновых покровно-ледниковых отложений, которые имеют региональное развитие. Их мощность зависит от характера доплейстоценового и современного рельефа и изменяется от 130—190 м в центральной части кратера до 324 м в пределах прорезающей его древнеантропогеновой погребенной долины.

Таким образом, Логойская структура является первым выявленным в Беларуси и достоверно доказанным взрывным метеоритным кратером, чем, в основном, обусловлено приведенное здесь его описание. Кроме того, имеются предварительные геолого-геофизические данные, позволяющие считать, что кроме Логойского кратера на территории Беларуси имеются и после проведения соответствующих работ и исследований будут несомненно установлены еще минимум 2—3 аналогичные структуры, правда, не столь крупные как Логойская астроблема.

НЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ

К неотектоническому этапу геологического развития территории Беларуси большинство специалистов относят интервал времени с позднего олигоцена до наших дней продолжительностью около 30—32 млн лет. Начало неотектонического этапа совпадает с важным палеогеографическим рубежом — исчезновением на площади региона последнего (раннеолигоценового харьковского) морского водоема и окончательным установлением здесь в позднем олигоцене (хатт) континентальных условий.

На территории Беларуси новейшую толщу, в основном, образуют отложения буроугольной формации (верхний олигоцен — средний миоцен), формации монтмориллонитовых глин (верхний миоцен — нижний плиоцен), формации алевритов и диатомовых глин (плиоцен), ледниковой формации (антропоген), общей мощностью до 300 м и более. В основании названной толщи в пределах Беларуси на значительной площади выходят морские образования глауконитовой глинисто-песчаной формации палеогена (преимущественно отложения харьковской свиты). Кровля этих морских отложений легко распознается в разрезе и поэтому выбрана реперной поверхностью при определении размаха неотектонических движений. Морские отложения раннего олигоцена (харьковские) и другие коррелятивные им слои, имеющие широкое распространение в пределах Западно- и Восточно-Европейской платформ, признаются в качестве основного опорного горизонта для неотектонических реконструкций большинством зарубежных геологов, и поэтому данные по белорусскому региону сопоставимы с материалами по соседним странам. Это дает возможность лучше обосновать реконструкцию хода неотектонических процессов с учетом палеогеографии всего Европейского континента.

Амплитуда неотектонической деформации применительно к территории Беларуси определялась путем сопоставления двух специальных карт: карты реставрированного первичного рельефа поверхности бывшего морского дна и сопредельных участков суши сразу после ухода харьковского (рюпельского) морского бассейна, а также структурной карты современного положения кровли харьковских и коррелятивных им отложений (Левков, Карабанов, 1995). При этом возникла необходимость установить соотношения неотектонического и эрозионного (преимущественно экзарационного)

факторов в формировании современного структурного плана как на территории Беларуси, так и смежных с ней регионов. С этой целью был выполнен расчет “баланса масс” и определен объем пород, снесенных с Балтийского щита в плейстоцене в секторе от Ботнического залива до предельной границы максимального (днепровского) ледника, включающем площадь Беларуси (Левков, Карабанов, 1992_1). Расчет объема вынесенных ледниками обломков кристаллических пород показал, что средняя величина экзарационного понижения поверхности в Фенноскандии — 21,2 м. В районе Ботнического залива срез был минимальным, в зоне умеренной экзарации — около 15—25 м, в зоне значительной экзарации (Латвия и Эстония) — около 35—45 м. Терррритория Беларуси в ледниковые эпохи располагалась в области преимущественной ледниковой аккумуляции, где экзарационные и другие эрозионные процессы достигали значительной интенсивности лишь в долинах прарек и относительно узких ложбинах ледникового выпахивания и размыва, за пределами которых средняя величина экзарации скорее всего не превышала 10—15 м. Кроме поправки на величину экзарационного среза и денудационного понижения исходного рельефа при оценке размаха неотектонической деформации учитывались гляциодислокации и фациальные особенности новейших аккумуляций.

Анализ современного положения опорного горизонта морских олигоценовых отложений показал, что значения суммарных амплитуд вертикальных неотектонических движений на площади Западно-Европейской и запада Восточно-Европейской платформы изменяются в широких пределах (Гарецкий, Левков, Шваб и др., 1996; Гарецкий и др., 1999). Наибольший размах этих движений (до нескольких километров) связан с развитием Альпийско-Карпатского орогена. На площади Беларуси за новейшее время исходная опорная поверхность испытала неравномерное неотектоническое поднятие с амплитудой до 150—170 м (рис. 9.67). При этом наиболее существенное воздымание (свыше 100 м) претерпели две области. Одна из них расположена на югозападе и юге республики и соответствует (по кровле фундамента) северным склонам Украинского щита, Микашевичско-Житковичскому выступу, а также прилегающим к ним участкам Припятского прогиба, Полесской седловины, Подлясско-Брестской впадины и Луковско-Ратновского горста. Вторая приходится на юго-восток Беларуси и тяготеет к западным склонам Воронежской антеклизы. Одновременно с этим небольшие участки, расположенные на западе региона, оказались опущенными ниже своего первоначального положения. Такой характер неотектонической деформации привел к заметной перестройке ранее существовавшего структурного плана, сформировавшегося в мезозое и начале кайнозоя. Среди наиболее крупных новейших структур на западе Восточно-Европейской платформы выделяются Балтийско-Белорусская синеклиза, Воронежско-Тверская и Украинская антеклизы (рис. 9.68). В наиболее опущенной части новейшей Балтийско-Белорусской синеклизы установлены участки аномального сокращения мощности земной коры. Сейсмичность, тепловой поток, разломная сеть и структура морского дна свидетельствуют об очень молодом возрасте (средний и поздний плейстоцен) котловины Балтики, которая на востоке, вероятно, представляет собой зону закладывающегося рифта типа “тройного сочленения” (Гарецкий, Левков, Шваб и др., 1996; Гарецкий и др., 1999; Karabanov et al., 1994, 1996; Garetsky et al., 1997_2). Юго-восток и восток Балтийско-Белоруской синеклизы занимает Литовско-Эстонская моноклиналь. К этой наклоненной в сторону Балтийского моря моноклинали относятся западные и северо-западные районы Беларуси, характеризующиеся относительно небольшими амплитудами новейшего тектонического поднятия. На фоне неотектонической моноклинали, усложняя ее структуру, сформировался ряд малоамплитудных поднятий и опусканий. Размеры самых крупных из них достигают десятков километров. К таким формам относятся Ошмянский, Нарочанский, Плещеницкий купола, Полоцкая депрессия, Воложинский структурный залив. Далеко на юго-восток в сторону Днепровско-Донецкого прогиба уходит относительно опущенный Березинский структурный залив. Ширина залива местами составляет 80—100 км. В восточной части Припятского прогиба, которую пересекает Березинский залив, широко распространены мелкие (до 5—12 км) структуры, связанные с ростом соляных куполов и более протяженных соляных антиклиналей. В качестве структуры второго порядка в составе Балтийско-Белорусской синеклизы выделена также Припятская ступень, которая соответствует области значительного (более 100 м) неотектонического поднятия на юге республики. Ее примечательным элементом служит Червоноозерский структурный нос, охватывающий западную часть Припятского прогиба и прилегающие к синеклизе участки и достигающий 70—80 км в поперечнике. Восток Белорусского региона относится к Воронежско-Тверской антеклизе. Область интенсивных (более 100 м) новейших поднятий на левобережье Днепра расположена на западном склоне этой новейшей структуры и выделена здесь в качестве Смоленской ступени.

При выявлении разрывных нарушений, проявившихся на неотектоническом этапе, были учтены особенности распределения древних разломов в фундаменте и осадочном чехле, проведен анализ линеаментной сети, изучено строение геологического разреза новейших отложений. Трудность идентификации активных дизъюнктивов связана с тем, что в характерных для территории Беларуси и в целом для древних платфом усло-

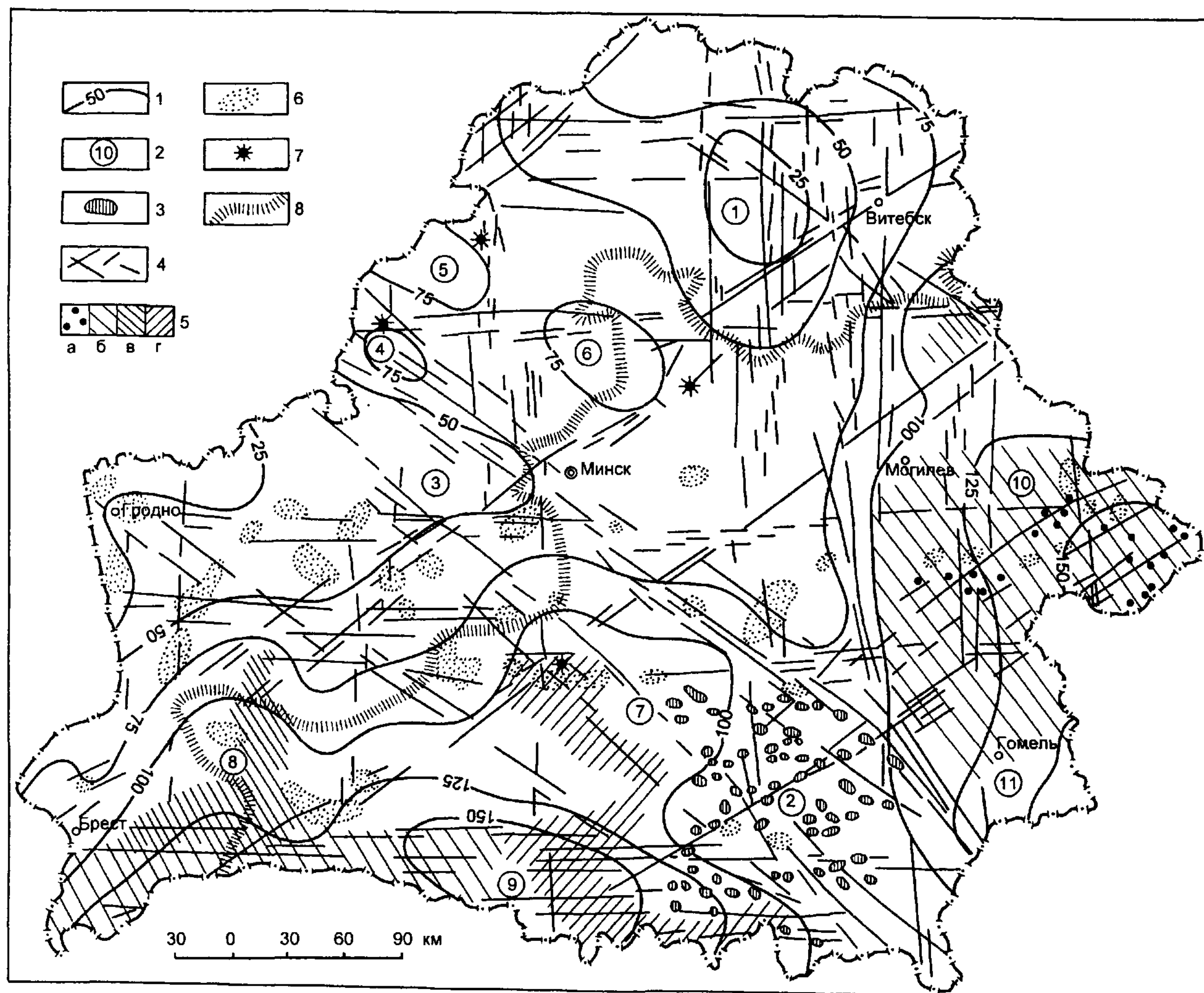


Рис. 9.67. Неотектоническая карта Беларуси. Составили Э.А. Левков, А.К. Карабанов.

1 — изобазы суммарной неотектонической деформации (поздний олигоцен — голоцен); 2 — локальные неотектонические структуры (1 — Полоцкая депрессия, 2 — Березинский структурный залив, 3 — Воложинский структурный залив, 4 — Ошмянский купол, 5 — Нарочанский купол, 6 — Плещеницкий купол, 7 — Червоноозерский структурный нос, 8 — Дрогичинский структурный нос, 9 — Лельчицкий выступ, 10 — Кричевский выступ, 11 — Лоевский выступ); 3 — соляные структуры, проявившиеся на новейшем этапе; 4 — активные разломы; 5 — площади карстообразования: а — голоценового, б, в — поздне-олигоцен-плейстоценового (в — сопровождавшегося накоплением бурых углей), г — зоны выщелачивания соляных пород; 6 — площади значительной гляцигенной переработки дочетвертичных пород; 7 — эпицентры землетрясений; 8 — Черноморско-Балтийский водораздел.

виях такие разломы, как правило, не имеют заметных вертикальных (до 10—20 м, редко больше) или горизонтальных смещений. Они проявляются в широкой полосе (зоне). Поэтому принимался во внимание комплекс косвенных признаков, указывающих на существование “живого” разлома. В качестве таких признаков учитывалось отражение подобных дизъюнктивов в рельефе, гидросети, ландшафте, строении платформенного чехла и поверхности фундамента, повышенной трещиноватости пород, аномалиях геофизических полей, местной сейсмичности и др.

Выявленная сеть активных разломов оказалась построенной закономерно: достаточно отчетливо проступают диагональные и ортогональные направления, причем первые выражены отчетливее. Лучшее проявление разрывных нарушений диагональной ориентировки предопределено тем, что среди них доминируют формы первого порядка. Сопоставление с данными по соседним регионам показывает, что многие разломы этой системы протягиваются за пределы Беларуси и могут быть отнесены к рангу суперрегиональных. Обычно лучи этой сети направлены с юго-запада на северо-вос-

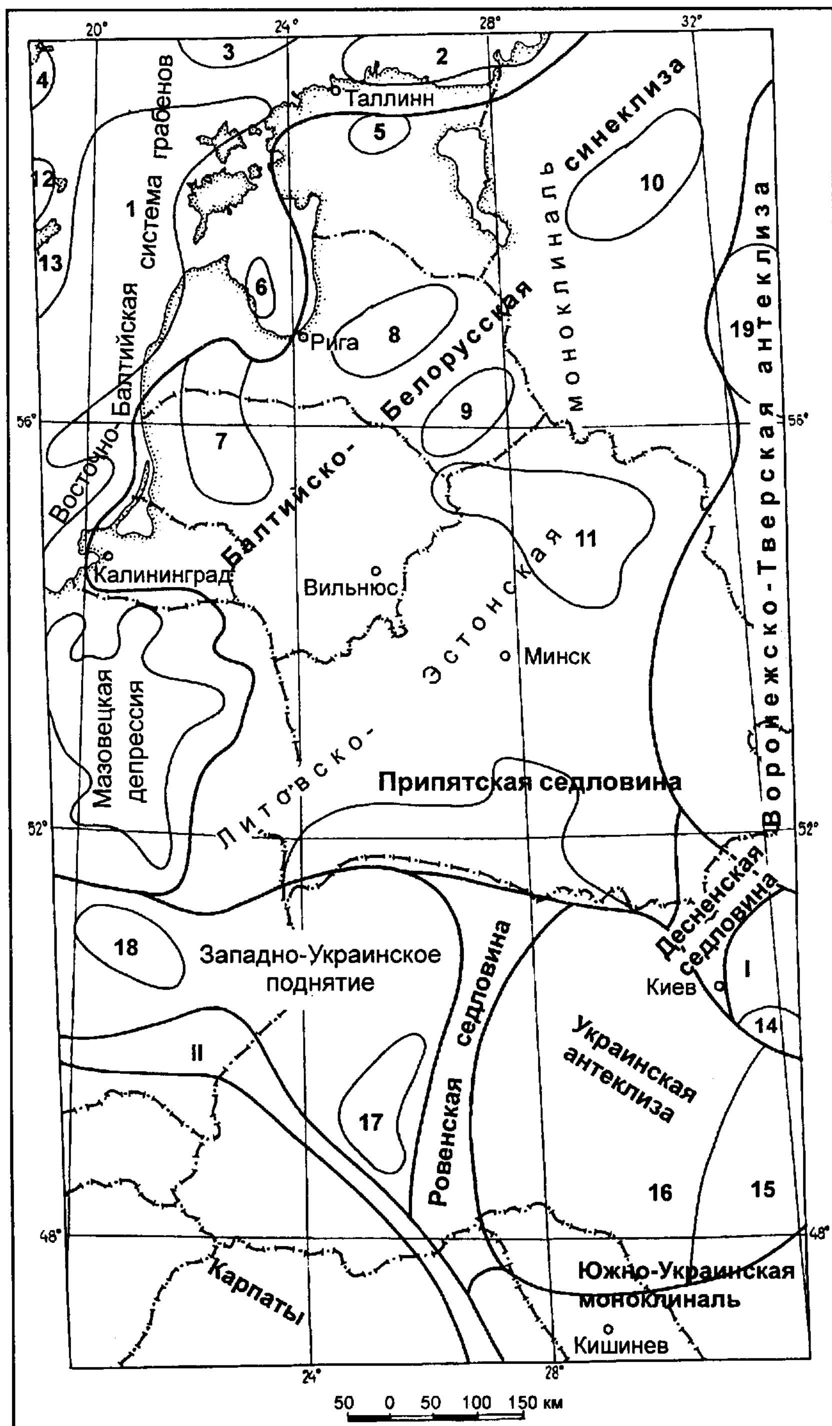


Рис. 9.68. Карта неотектонического районирования запада Восточно-Европейской платформы и смежных областей. Составили Р.Г. Гарецкий, А.К. Карабанов, Р.Е. Айзберг (с использованием материалов Д.И. Гарбара, С. Остафийчука, В.П. Палиенко, А.И. Шляупы).

I — Днепровская синеклиза, II — Предкарпатский прогиб; 1 — Восточно-Готладский грабен, 2 — Финский грабен, 3 — Хельсинская ступень, 4 — Стокгольмская ступень, 5 — Пандивереское поднятие, 6 — Рижская депрессия, 7 — Жемайтийско-Курземское поднятие, 8 — Видземское поднятие, 9 — Латгальское поднятие, 10 — Ильменская депрессия, 11 — Полоцкая депрессия, 12 — Западно-Готландский грабен, 13 — Центрально-Готладское поднятие, 14 — Кременчугская ступень, 15 — Кировоградское поднятие, 16 — Центрально-Украинский выступ, 17 — Подольское поднятие, 18 — Свентокшисский выступ, 19 — Ржевский выступ.

ток по азимуту около 40—55° и с юго-востока на северо-запад преимущественно 305—325°. Разломы, строящие диагональную систему, образуют не одну линию, а полосы (зоны) шириной до 5—10 км и более. Одна из наиболее четко выраженных разломных зон северо-западной направленности прослеживается по линии Вильнюс — Ошмяны — Речица, из диагональных структур северо-восточной ориентировки выделяется зона Витебск — Слоним — Пружаны. Ортогональная система активных разрывных нарушений имеет простирание, близкое к широтному и меридиональному. Отклонение от этих азимутов редко превышает 5—10°.Субширотные направления лучше всего проявляются в Белорусском Полесье. Среди субмеридиональных структур отчетливее других зона Улла — Чашники — Толочин, которая наследует известный Чашникский разлом в фундаменте. В отличие от других, эта разломная зона имеет отчетливое смещение в своей северной части к западу.

Многие разрывные нарушения имеют характерное оперение. Оно формируется сравнительно короткими разрывами (микротрещинами), примыкающими под острым углом (около 7—35°) к основному разрывному нарушению. Такое оперение, в основном, выявлено у диагональных дизъюнктивов первого порядка. Изредка на коротких отрезках они отмечаются и у ортогональной сети. Зато у разломов субмеридиональной направленности чаще выявляются смещения с заметной вертикальной составляющей (до 10—15 м, а иногда и более). Оперения могут указывать на то, что в ходе формирования новейшей разломной сети земная кора испытывала не только вертикальные, но и горизонтальные деформации. Для реконструкции поля региональных неотектонических напряжений, которые обусловили характер сети проявившихся в новейшее время разломов, был применен анализ вторичных разрывов (мегатрещин) в зонах динамического влияния активных дизъюнктивов, который базируется на данных тектонофизического моделирования. Характер оперяющих основной разлом разрывов дал возможность определить кинематический тип многих активных разрывных нарушений, знак возможных сдвиговых смещений, ориентировку осей сжатия и растяжения в горизонтальной плоскости, а также выявить условия дополнительного сжатия или растяжения, приложенного перпендикулярно плоскости разлома (Sim et al., 1995; Sim, 1996). Результаты реконструкции неотектонических напряжений показали, что механизм формирования новейших платформенных структур территории Беларуси обусловлен преимущественно сдвиговыми тектоническими напряжениями, которые имеют ориентированную субмеридиональную ось сжатия и направленную субширотную ось растяжения. В таком поле напряжений достаточно протяженные разломы северо-западного простирания являются правыми сдвигами, а северо-восточного простирания — левыми. Субмеридиональные разломы, в основном, имеют характерные признаки сбросов либо сбросо-сдвигов, которые обычно сопровождаются системой мегатрещин, параллельных основному разлому. Это служит дополнительным аргументом в пользу предположения о преимущественно широтной ориентации оси растяжения в регионе, по которому такие разломы и должны быть именно сбросами.

Приведенные особенности современного напряженного состояния земной коры на площади Беларуси подтверждаются результатами изучения фокальных механизмов слабых местных землетрясений по данным сейсмической станции "Солигорск", полученных Опытно-методической партией при ИГН НАН Беларуси (А.Г. Аронов и др.). Выявленные эпицентры очагов солигорских землетрясений 1979—1983 гг. (интенсивность до 4 баллов) расположены вдоль пересекающихся друг с другом дизъюнктивов запад—северо-западного и северо-восточного направления (Южная и Центральная тектонические зоны района Старобинского месторождения калийных солей): Рассветовский, Листопадовский, Центральный, Дарасинский и другие разломы, которые можно определить как активные сейсмогенерирующие разрывы, формирующиеся в условиях преобладающего субмеридионального сжатия и субширотного растяжения.

Анализ выявленной сети активных разломов показывает, что они значительными фрагментами наследуют более древние. В целом, около половины древних разломов фундамента в той или иной степени активны и сейчас. На отрезках, активизированных в позднем плейстоцене и голоцене, такие разрывы довольно отчетливо проявляются в рельефе, гидросети, других элементах ланшафта, для них характерны аномально высокие показатели содержания радона в покровных отложениях. В качестве примера можно назвать Чашникский и Ошмянский разломы (Левков, Карабанов, 1992, 1994; Автушко, Матвеев, Нечипоренко, 1996; Karabanov, Levkov, 1996).

73. Зак. 5046.

Глава 10

ИСТОРИЯ ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

Тектонические элементы фундамента территории Беларуси и история их развития слабо изучены и могут быть описаны только в самых общих чертах. Более полно изучена история формирования платформенных структур, хотя ранние этапы их развития также трудно восстановить из-за фрагментарности сохранившихся частей разреза наиболее древних подразделений чехла. Выделенные три типа чехла платформ (нижнерифейский квазиплатформенный, среднерифейско-нижневендский катаплатформенный и верхневендско-фанерозойский ортоплатформенный) соответствуют основным этапам платформенного развития земной коры территории Беларуси и соседних областей. Первые два типа чехла сформировались на доплитных этапах развития платформы, а ортоплатформенный — на плитных. Продолжительность доплитных этапов около 1 млрд лет, плитных — 600—650 млн лет.

ДОПЛАТФОРМЕННЫЙ ЭТАП (РАЗВИТИЕ СТРУКТУР ФУНДАМЕНТА)

История формирования кристаллического фундамента охватывает весьма продолжительный интервал времени (свыше 1,5 млрд лет) с раннего архея до начала рифея, в течение которого в пределах Беларуси, как и всей территории Восточно-Европейской платформы, создана консолидированная земная кора, а затем в ее пределах установился платформенный режим. Подразделение фундамента на три структурно-вещественных мегакомплекса отражает последовательную смену трех стадий или мегаэтапов его развития, различающихся условиями проявления литогенеза, магматизма, метаморфизма и структурообразования.

Процессы, происходившие в течение раннего, **архейского** (или раннеархейского) мегаэтапа, могут быть охарактеризованы лишь в самых общих чертах ввиду глубокого метаморфизма пород и неопределенности пространственно-временных соотношений между ними. Исходя из предположения о близком времени проявления гранулитового метаморфизма на всей рассматриваемой территории и возможном примерно одновременном накоплении исходных для них пород, можно допустить, что различия в составе гранулитовых комплексов были предопределены различиями палеотектонических условий их формирования.

Приуроченность гранулитов метабазитового состава к протяженной полосе субмеридионального простирания — Белорусско-Прибалтийскому гранулитовому поясу и резкое снижение их роли за его пределами дает основание считать, что пояс развился на месте существовавшей в архее линейной зоны растяжения и интенсивного базальтового магматизма. Однородность и выдержанность состава метабазитов, слабая их дифференцированность, "примитивный" редкоэлементный состав и петрохимическое сходство с океаническими оливин-толеитовыми и толеитовыми базальтами свидетельствуют, по-видимому, о накоплении исходных для них базальтов в условиях близких к океанским. Этому не противоречит и присутствие в составе метабазит-гранулитового комплекса высокожелезистых и высокотитанистых меланократовых кристаллических сланцев, рассматривавшихся ранее в качестве метаморфизованных "примитивных" базальтов, сходных с лунными базальтами и кальциевыми ахондритами (Аксаментова, Найденков, 1980). Однако не исключена их принадлежность к метагабброидам (Доминиковский, Доминиковская, 1978; Таран, 1995_2). Известно, что подобные железисто-титанистые габброиды встречаются совместно с типичными океанскими толеитами в зонах трансформных разломов современных океанских бассейнов (Кузьмин, 1985). Повышенная железистость меланократовых кристаллических сланцев, как и большей части метабазитов Белорусско-Прибалтийского гранулитового пояса, может быть объяснена региональной геохимической особенностью исходного мантийного вещества в данном регионе либо "неистощенным" железис-

тым его составом и более восстановительным режимом выплавления базальтовых магм в раннем архее (Сорохтин, 1984).

Гнейсо-гранулитовые комплексы, вскрываемые в гранулитовых массивах, представляют собой реликты мощных первично-терригенных или вулканогенно-осадочных толщ. Ареальный характер их распространения и преобладание метапелитовых образований свидетельствуют о существовании на обширных территориях за пределами гранулитового (первично-вулканического) пояса более стабильной тектонической обстановки. Наличие в переходных зонах между этими различными по тектонической активности структурными областями своеобразных по составу кальцифир-гнейсо-гранулитового и кварцит-гнейсо-гранулитового комплексов, сопоставимых с металлоносными аспидными формациями океанских рифтов, позволяет предполагать, что сочленение этих областей происходило по зонам глубинных разломов — тектоническим швам, служившим путями поствулканического выноса кремнезема и рудного вещества. Такие граничные зоны, а также поперечная геохимическая зональность самого гранулитового пояса, отражают, очевидно, существование уже на раннем этапе развития региона латеральной структурно-формационной зональности архейских толщ и тектонической неоднородности земной коры, которая затем в той или иной степени была унаследована в последующие геологические эпохи.

Сформировавшиеся в условиях, близких к океанским, первично-базитовые, вулканогенно-осадочные и метапелитовые толщи в конце раннего мегаэтапа в результате складчатости, регионального гранулитового метаморфизма и сопутствующих ему процессов эндербитизации и чарнокитизации, а также локально проявленного гранитоидного магматизма были превращены в чарнокит-гранулитовый мегакомплекс (протометаморфический слой, по А.В. Пейве и др., 1976), а протоокеанская земная кора преобразована в кору переходного типа с невыдержанным маломощным гранитно-метаморфическим слоем.

В следующий, **позднеархейский-раннепротерозойский** мегаэтап на складчатом гранулито-гнейсовом основании заложились обширные прогибы миогеосинклинального типа —Центрально-Белорусский, Восточно-Литовский (Инчукалнский) и Новоград-Волынский или Тетеревский, в которых шло накопление мощных эффузивно-граувакковых и флишоидных формаций, типичных для переходной стадии развития земной коры. Примечательно появление в пограничной с гранулитовым поясом Рудьмянской шовной зоне железорудной вулканогенно-кремнистой формации, представляющей собой весьма тонкое (от долей миллиметра до первых сантиметров) ритмичное переслаивание кремнистых и железисто-кремнистых горизонтов с разнообразными по составу сланцами осадочного и вулканического происхождения. Образование подобных слоистых толщ обычно связывается с субмаринной гидротермально-фумарольной деятельностью (Хворова, 1968). Локальный характер распространения и значительная мощность этих отложений позволяют предполагать формирование их в пределах узкого глубокого трога в условиях длительного прогибания и сохранения в бассейне обстановки, благоприятной для кремне- и железонакопления.

Исходя из средней скорости накопления осадочных толщ в геосинклинальных областях, равной 0,03—0,06 мм/год (Справочное ..., 1958) и мощности железорудной (шашковской) толщи — 1500 м (Стасевич и др., 1971), рудообразование в данном районе происходило на протяжении 25—50 млн лет, а формирование всей вулканогенно-осадочной толщи, выполняющей трог и имеющей мощность свыше 6000 м, охватывало интервал времени не менее 100—190 млн лет при условии отсутствия длительных перерывов в ее накоплении. Следует заметить, что того же порядка оценки продолжительности осадконакопления установлены и для некоторых нижнепалеозойских кремнисто-сланцевых вулканогенных формаций — ордовикской в Чехии, кембро-ордовикских в северо-западной Франции и Северном Уэльсе (Формозова, 1968). В этих районах рудоносные толщи мощностью 1500—2000 м формировались в течение 60—70 млн лет.

В позднеархейский-раннепротерозойский мегаэтап был, в основном, создан структурный план кристаллического фундамента: обособились гранулитовые и гранитогнейсовые области, сформировалась внутренняя структура этих областей. Главным фактором структурообразования являлись, по-видимому, горизонтальные тектонические движения, приведшие к интенсивной линейной складчатости вулканогенно-осадочных толщ в прогибах, а в гранулитовых областях — к образованию чешуйчато-надвиговых структур и развитию мощных зон высокотемпературных бластомилонитов. При этом, существовавшие ранее шовные зоны, по-видимому, сохранили свое структуро- и рудоконтролирующее значение, о чем свидетельствует приуроченность активного тектонического прогибания и накопления железорудной и вулканогенно-кремнистой формаций к Рудьмянской зоне, ограничивающей гранулитовый пояс с востока, и появление базитовых интрузий с магнетитовым оруденением вдоль его западной границы.

В результате складчатости и регионального метаморфизма в условиях амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций накопившиеся в течение рассматриваемого мегаэтапа вулканогенно-осадочные толщи были превращены в амфиболит-гнейсовый и сланцево-амфиболит-плагиогнейсовый метаморфические комплексы. Эти процессы, а также широко проявившееся в конце мегаэтапа гранитообразование практически завершили

преобразование протоокеанской земной коры региона в кору континентального типа с повсеместно развитым гранитно-метаморфическим слоем гранодиоритового состава (см. табл. 9.1_{11}) и установлению тектонического режима, характерного для континентальной стадии развития земной коры.

Раннепротерозойский мегаэтап, охватывающий вторую половину раннего протерозоя, представляет собой эпоху кратонизации территории, в понимании А.А. Богданова (1976) и Ч.Б. Борукаева (1985). Главные ее особенности применительно к данному региону: общее воздымание территории, заложение новой системы глубинных разломов, секущих ранее сформированные структуры, глыбовый характер тектонических движений и широкое развитие корового гранитоидного магматизма. Причем впервые отчетливо проявлялась тесная пространственная и временная сопряженность плутонических и вулканических процессов с образованием вулканоплутонических ассоциаций и структур. Типичным представителем последних является Осницко-Микашевичский пояс, возникший вдоль зоны глубинных разломов северо-восточного простирания на юге Беларуси.

Становлению Осницко-Микашевичского пояса предшествовала, по-видимому, продолжительная (свыше 100 млн лет) эпоха глубокого химического выветривания и интенсивного размыва метаморфических комплексов пород. На это указывает разновозврастный состав субстрата пояса, значительный разрыв во времени между метаморфизмом пород субстрата (2300—2100 млн лет) и появлением 2100—2040 млн лет назад наиболее ранней в составе пояса метагаббро-диабазовой формации, а также присутствие в основании латитриолитовой формации продуктов перемыва зрелых кор химического выветривания и высокозрелых кварцевых песчаников и конгломератов (Аксаментова, 1979, 1992). Следует заметить, что именно к этому интервалу времени (2300—2000 млн лет назад) относится формирование кор выветривания и высокозрелых терригенных пород и в других регионах Восточно-Европейской платформы, таких как Балтийский щит (Негруца, Негруца, 1965; Лунева, 1977; Кратц и др., 1979) и Воронежский массив (Плаксенко и др., 1971), что свидетельствует о существовании в раннепротерозойской истории развития платформы длительной геократической эпохи, характеризовавшейся высоким стоянием континента, его пенепленизацией и глубоким химическим выветриванием.

Развитие магматизма во второй половине раннего протерозоя происходило в два этапа. На раннем этапе (2000—1900 млн лет назад) были образованы диорит-гранодиорит-гранитная и комагматичная ей латитриолитовая формации, составившие основной объем магматических пород Осницко-Микашевичского пояса. Формирование их было связано с оживлением тектонических движений, повышением теплового потока и активности флюидов в зоне глубинных разломов северо-восточного простирания. Считается (Магматические ..., 1987), что появлению подобных формаций способствовала обстановка сжатия земной коры. Предшествующая метагаббро-диабазовая формация, начинающая ряд магматических формаций Осницко-Микашевичского пояса и сопоставимая с траппами молодых платформ, возникла, очевидно, подобно последним, непосредственно на складчатом (в данном случае, гнейсовом) фундаменте в пределах линейного прогиба, заложившегося вдоль новообразованных, ориентированных в северо-восточном направлении глубинных разломов в условиях слабого растяжения земной коры. Возможно, как и в молодых платформах фанерозоя — Туранской и Западно-Сибирской (Тектоника Евразии, 1966), смежные с прогибом территории представляли собой выступы фундамента, перекрытые мощными корами выветривания, продукты последующего размыва и переотложения которых и представлены в толщах слюдистых сланцев и олигомиктовых кварцевых песчаников и конгломератов.

На позднем этапе, продолжавшемся до начала рифея, магматизм проявился как внутри Осницко-Микашевичского пояса, так и за его пределами. При этом происходила по крайней мере двукратная смена во времени кислого магматизма базальтовым, что свидетельствует о значительной нестабильности существовавшей в то время в регионе тектонической обстановки. Доминирующее значение в размещении магматически активных зон приобрели, по-видимому, разломы северо-западного простирания, на что указывает приуроченность гранитоидных плутонов кварц-сиенит-гранитной и анортозит-рапакивигранитной формаций к широкой полосе, вытянутой параллельно юго-западному краю Восточно-Европейской платформы. По набору пород, типу их химизма и положению в общей последовательности магматических образований в регионе эти формации сочетают в себе черты габбро-монцонит-сиенитовой и гранит-лейкогранитной формаций, характерных для фанерозойских зон сопряженной активизации. По-видимому, становление названных гранитоидных плутонов было обусловлено активизацией тектономагматических процессов в связи с тектоническими преобразованиями в смежной с платформой геосинклинальной области.

Развитие гранитоидного магматизма прерывалось внедрением даек долеритов и габбро-долеритов, недифференцированный состав которых и ограниченные масштабы распространения указывают на образование их в условиях кратковременного, но быстрого (более 1 см/год) растяжения земной коры, приведшего к заложению сквозных, достигающих верхней мантии разломов. С заключительными проявлениями магматизма раннепротерозойского мегаэтапа было связано формирование в пределах Осницко-Микашевичского пояса трещинных интрузий аляскитов, сопровождаемых ко-

магматичными им риолитами, и даек высокожелезистых субщелочных габбро-долеритов, составляющих бимодальную ассоциацию, сходную по своим петрохимическим особенностям с магматическими сериями рифтовых систем.

Пространственная совмещенность в пределах Осницко-Микашевичского пояса магматических формаций, свойственных разным тектоническим режимам — внутриплитным областям растяжения (метагаббро-диабазовая и габбро-долеритовая формации), тыловым частям активных континентальных окраин (диорит-гранодиорит-гранитная и латит-риолитовая формации), зонам сопряженной активизации (кварц-сиенит-гранитная формация) и континентальным рифтогенным областям (риолит-аляскитовая и субщелочная габбро-долериовая формации), свидетельствуют о сложной геодинамической обстановке, существовавшей здесь на протяжении длительного времени (около 400 млн лет) и характеризующейся неоднократной сменой сжатия и растяжения земной коры. Проявившиеся в конце раннего протерозоя процессы континентального рифтогенеза отражают высокую степень консолидации земной коры региона и установление в его пределах платформенного режима развития.

В целом, в ходе раннедокембрийской истории геологического развития территории Беларуси, как и всей Восточно-Европейской платформы, к началу рифея в результате длительных взаимосвязанных процессов осадконакопления, магматизма, метаморфизма и тектогенеза была создана консолидированная земная кора континентального типа и полностью сформирована внутренняя структура кристаллического фундамента. При этом значительную роль в структурообразовании играли разрывные нарушения, пространственная ориентировка которых менялась от этапа к этапу, отражая смену направлений тектонических напряжений в земной коре. Так, если наиболее ранние (раннеархейские?) разломы имели субмеридиональное простирание, то в позднем архее — раннем протерозое оно сменилось на северо-восточное, а затем, во второй половине раннего протерозоя — на северо-восточно-субширотное (смена направлений напряжений по часовой стрелке). Наиболее резкое изменение главных структурных направлений произошло в конце раннего протерозоя после полной кратонизации территории. Появление в это время по краю Восточно-Европейской платформы пояса анортозит-рапакивигранитных плутонов и разломов северо-западного простирания, занимающих резко секущее положение ко всем ранее образованным структурным элементам фундамента, сменившихся затем субширотными разломами (смена направлений напряжений против часовой стрелки), указывает на кардинальную перестройку структурного плана.

Массовое гранитообразование в краевой части платформы и становление обширных анортозит-рапакивигранитных плутонов, не повторяющихся в более поздние геологические эпохи, свидетельствует, очевидно, о том, что их формирование было сопряжено с также не повторяющимися впоследствии и глобальными по масштабу преобразованиями земной коры и верхней мантии вдоль границы и за пределами платформенных блоков, приведшими, по-видимому, к зарождению на рубеже раннего протерозоя и рифея океанских бассейнов и формированию современной астеносферы. После аккреции и выделения протокоры этот рубеж (2000—1600 млн лет назад) считается важнейшим в истории развития Земли (Зоненшайн и др., 1990). По-видимому, именно с резким увеличением термально-тектонической активности в западной части Восточно-Европейской платформы связано значительное "омоложение" изотопного возраста пород кристаллического фундамента, подавляющее большинство значений которого приходится на интервал 2000—1700 млн лет независимо от состава, степени метаморфизма, возрастного и структурного положения пород.

ДОПЛИТНЫЕ ЭТАПЫ

Чехол платформ до образования плит формировался вначале в относительно небольших грабенах, прогибах и впадинах. Первый этап доплитного развития Восточно-Европейской платформы — квазиплатформенный — по времени (1650±50—1350±50 млн лет) может быть назван готским, второй — катаплатформенный — раннебайкальским (1350±50—600±20 млн лет). Ряд исследователей (Палеотектоника Белоруссии, 1983; Тектоника запада ..., 1990 и др.) выделяют два катаплатформенных этапа: дальсландский (1350±50—1050±50 млн лет) и раннебайкальский (1050±50—600±20 млн лет).

ГОТСКИЙ ЭТАП

К концу раннего — началу позднего протерозоя был сформирован спаянный консолидированный остов (фундамент) Восточно-Европейской платформы (Тектоника ..., 1976). К началу позднего протерозоя (раннего рифея) он подвергся готской и дальсландской регенерации. Сопровождавшие сильные процессы гранитизации и диафтореза кристаллического фундамента привели к его окончательной кратонизации, т. е. к превращению в жесткий блок земной коры.

К этому времени относится начало формирования субплатформенного (квазиплатформенного) чехла платформы. Наиболее ранние образования чехла (овручская свита Украины, бобруйская серия Беларуси) сложены в своей нижней части вулканогенными, вулкано-

74. Зак. 5046.

генно-осадочными и терригенными породами, подвергшимися интенсивным катагенетическим изменениям. Они представлены кварцевыми порфирами, диабазами, трахиандезитовыми порфиритами, кварцитами и кварцито-песчаниками. В тектоническом отношении эти образования приурочены к относительно небольшим отрицательным структурам типа грабен-синклиналей, небольших грабенов, грабенообразных впадин, прогибов и, вероятно, межгорных котловин. К ним относятся образования Овручской (Украина) и Бобруйской (Беларусь) грабен-синклиналей, иотнийской серии Карелии, иотния Польши.

Постиотнийский перерыв в осадконакоплении, по-видимому, наиболее длительный в геологической истории Восточно-Европейской платформы, и глубокий размыв обусловили фрагментарность распространения образований овручско-бобруйско-иотнийского уровня, от которого остались лишь эрозионные останцы, ограниченные разломами фундамента и зажатые в его межблоковых понижениях.

Отложения верхнего (бортниковского, шеровичского) уровня, не подверженные воздействиям катагенеза, представлены обычными осадочными породами песчаного состава. Хорошая окатанность и отсортированность мономинеральных кварцевых зерен, часто с железистой рубашкой, позволяет отнести их по литологическому облику к эоловым фациям субаридного климата (бортниковская свита). Отложения шеровичской серии в литолого-фациальном отношении представляют собой осадки мелководного внутриконтинентального опресненного бассейна, а также водных потоков и частично пролювиально-дельтовых образований.

В раннерифейское время в теле северной части Украинского щита сформировалась Овручская грабен-синклиналь, вытянутая в субширотном направлении на 115 км при ширине 25 км (Веретенников и др., 1998). Она выполнена образованиями збраньковской и толкачевской свит овручской серии. Ее южное крыло пологое, северное — крутое. Аналогичная грабен-синклиналь (Бобруйская) установлена по геофизическим и буровым данным на территории Беларуси в районе г. Бобруйска. Она вытянута в северо-восточном направлении на 100 км при ширине 35 км. В нижнерифейском комплексе здесь установлены образования бобруйской серии (лучковская и мышковичская свиты), которые являются аналогами овручской (збраньковская и толкачевская свиты) серии Украины. К сожалению, этот комплекс вскрыт буровыми скважинами в Бобруйской грабен-синклинали только в своей верхней части и подстилающие его породы неизвестны. По геофизическим данным в восточной части Беларуси выделена еще одна аналогичная структура (Климовичская грабен-синклиналь)*.

Отложения верхней части нижнерифейского комплекса известны также на территории Полесской седловины, Припятской и Оршанской впадин. Однако они здесь изучены совершенно недостаточно.

РАННЕБАЙКАЛЬСКИЙ ЭТАП

Раннебайкальский этап включает пинское время среднего рифея, оршанское среднего-позднего рифея, лапичское позднего рифея и вильчанское время раннего венда.

Пинское время характеризуется заложением протяженного Волыно-Оршанского палеопрогиба, в котором в мелководном внутриконтинентальном морском бассейне накапливались мелко- и тонкообломочные осадки. При общей устойчивой тенденции погружения для тектонического режима области осадконакопления были характерны колебательные движения, обусловившие ритмичность осадконакопления. Помимо базальных рогачевских слоев выделяется несколько коррелируемых между собой ритмов: нижняя, песчано-алевритовая толща со шлихами тяжелых минералов; монотонная алеврито-песчаная; мелкоритмичная песчаная с горизонтом кварцевых песчаников в основании; верхняя ритмичная алеврито-песчаная. Седиментационные ритмы разделены внутриформационными перерывами, содержат глинистые окатыши, слои конгломератов и брекчий из обломков слабоокатанных глин, следы субаэрального выветривания в кровле, трещины усыхания и другие признаки мелководности бассейна. Максимальное развитие трансгрессии приходилось на время формирования осадков первого и второго седиментационных ритмов, после чего бассейн седиментации начал сокращаться в юго-западном направлении.

В большей части бассейна седиментации пинского времени преобладала окислительная среда, обусловившая первичную красноцветность осадков. Временами окислительная обстановка сменялась нейтральной, иногда восстановительной. Незначительные и постепенные литолого-фациальные изменения от зоны максимальных мощностей к краевым частям бассейна выражаются в некотором погрублении обломочного материала, увеличении количества карбонатных минералов в цементе, широком развитии косослоистых текстур, обилии естественных шлихов тяжелых минералов. Все это подтверждает вывод о мелководности бассейна седиментации. Областями сноса обломочного материала были склоны Сарматского и Балтийского щитов. В южной части территории областей сноса преобладал рельеф возвышенных равнин, низкогорья являлись источником поставки терригенного материала минералогически незрелого полимиктового состава. В северной части пре-

* Ранее эти структуры выделила Н.В. Аксаментова (Тектоника запада ..., 1990) как впадины, причем Климовичская была названа Краснопольской.

обладали низменные и слабовозвышенные равнины с развитыми корами выветривания, которые представляли источник поступления более олигомиктовых и мономинеральных кварцевых осадков.

В пинское время наметилось расчленение Волыно-Оршанского палеопрогиба на три части: южную (юг Беларуси и Волынская впадина), северную (Оршанская впадина) и разделяющую их приподнятую перемычку в районе Слуцка — Старобина — Жлобина.

Оршанское время является заключительным этапом развития Волыно-Оршанского палеопрогиба. Осадконакопление продолжалось в северо-восточной части в пределах Оршанской впадины и на востоке в Клинцовском грабене, южная часть палеопрогиба (южнее приподнятой в пинское время перемычки в районе Слуцка — Старобина — Жлобина) превратилась в сушу.

Осадконакопление в оршанское время происходило в замкнутом внутриконтинентальном опресненном морском бассейне, в котором накапливались хорошо отсортированные, средне-мелкозернистые, отмытые от глинистого материала песчаные осадки. Пресноводный характер седиментации подтверждается полным отсутствием хемогенных осадков. Устойчивый режим осадконакопления и медленное равномерное погружение обусловили накопление мощной толщи однообразных мономинеральных песков.

Области сноса обломочного материала представляли собой низменные и холмистые денудационные равнины с развитыми корами выветривания. Они способствовали поступлению в бассейн седиментации минералогически зрелого, хорошо отсортированного и окатанного материала. Хорошая окатанность и высокая степень гранулометрической дифференциации обломочного материала, следы ветровой эрозии свидетельствуют о неоднократном переотложении осадков при волнениях в условиях мелководья и перевевания прибрежных дюн, пляжей, кос.

Отложения оршанской свиты в значительной степени затронуты эпигенетическими процессами — развитием вторичного регенерационного цемента в верхней части свиты с образованием горизонта сливных кварцевых песчаников мощностью от нескольких десятков до 220 м.

К концу оршанского времени морской бассейн Волыно-Оршанского палеопрогиба прекратил свое существование и вся территория Беларуси стала сушей.

Лапичское время позднего рифея характеризуется накоплением маломощной (18—82 м) толщи терригенных, терригенно-карбонатных и карбонатных осадков в небольшом мелководном континентальном бассейне с нормальной и повышенной соленостью. Это водорослевые доломиты с онколитами, катаграфиями и строматолитами. В этом бассейне часто чередовались между собой обстановки терригенного, хемогенного и хемогенно-органогенного осадконакопления. Бассейн появился после длительного континентального перерыва и занимал центральную и восточную части территории Беларуси (юг Оршанской впадины). В конце лапичского времени бассейн деградировал.

Вильчанское время раннего венда является заключительным в раннебайкальском этапе. В предвильчанское время территория Беларуси представляла собой слаборасчлененную денудационную равнину, сформировавшуюся после длительного континентального режима в условиях восходящих тектонических движений. В вильчанское время она была охвачена оледенением, обусловившим накопление мощного комплекса отложений континентальной покровно-ледниковой формации с присущим ей набором ледниковых, водно-ледниковых и озерно-ледниковых фаций. Площадь ее преимущественного распространения в общем совпадала с реликтовым понижением Волыно-Оршанского палеопрогиба. Эта формация, кроме того, выполняет Клинцовский грабен и в виде мелких разобщенных участков, останцов постседиментационного размыва встречается за пределами палеопрогиба на юге территории. Извилистость границ современного распространения формации обусловлена как спецификой ледникового литогенеза, так и последующим размывом.

Вильчанская ледниковая эпоха разделяется на две стадии: блонскую и глусскую. На блонской стадии площадь распространения оледенения была значительно меньшей, чем на глусской. Сохранившиеся от размыва образования блонской свиты занимают небольшую площадь в центральной части Беларуси (Осиповичи, Блонь, Пуховичи). Для нее характерны резкие колебания мощностей даже на небольших участках. С палеогеографической точки зрения в блонской свите преобладают водно-ледниковые отложения приледниковых и межледниковых аккумулятивных равнин, ледниковые отложения имеют подчиненное значение преимущественно в нижней части.

На глусской стадии оледенение достигло максимального развития. Наиболее мощные и полные разрезы глусской свиты (175—305 м) вскрыты в южной части Оршанской впадины, на северном склоне Жлобинской седловины (Вильчицы, Рогачев и др.). В разрезах скважин Вильчицы и Рогачев тиллиты образуют три-четыре пачки мощностью 26—64 м с примерно такими же или несколько меньшими по мощности пачками песчаников, алеврито-глинистых пород и глин. Разрезы свиты в районах Осиповичей и Блони сложены, в основном (на 75—90 %), тиллитами. Несколько горизонтов ледниковых образований (тиллитов), подстилающих, разделяющих и перекрывающих горизонтов водно-ледниковых песчаных и спорадически встречающихся озерно-ледниковых слоистых глин свидетельствуют о не менее, чем трех стадиях глусского оледенения.

История геологического развития территории Беларуси в раннебайкальское время более подробно освещена в ряде опубликованных работ (Геология СССР. Т. III. Белорусская ССР, 1971; Рифей и венд..., 1976; Махнач, Шкуратов, Веретенников, 1980; Палеотектоника Белоруссии, 1983; Айзберг и др., 1985; Нагорный, 1990; Тектоника запада ..., 1990).

ПЛИТНЫЕ ОРТОПЛАТФОРМЕННЫЕ ЭТАПЫ

К плитным этапам развития запада Восточно-Европейской платформы относятся позднебайкальский (поздневендско-раннекембрийский или, точнее, волынско-балтийский), каледонский (раннекембрийско-раннедевонский или талсинско-жединский), герцинский (зиген-среднетриасовый) и киммерийско-альпийский (позднетриасово-антропогеновый). Для этих этапов характерно формирование плитных тектонических элементов, которые в эволюционном ряду платформенных структур выделяются максимальным разнообразием морфологических форм и генетических типов.

ПОЗДНЕБАЙКАЛЬСКИЙ ЭТАП

На границе ранне- и позднебайкальского этапов развития происходила значительная структурная перестройка в пределах Восточно-Европейской платформы. Начался плитный этап развития платформы, с которым связано формирование структур нового типа — плоских обширных впадин типа синеклиз (Московская) и зоны перикратонных опусканий на юго-западе платформы. По характеру проявившихся тектонических процессов и их роли в формировании структур нового типа позднебайкальский этап развития делится на два подэтапа: горбашевско-лиозненский (волынский) и валдайско-балтийский.

Горбашевско-лиозненский подэтап характеризуется заложением и развитием таких крупных структур, как Московская синеклиза на северо-востоке территории и зона перикратонных опусканий на юго-западной окраине платформы. Связующим звеном между этими структурами являлся Кобринско-Могилевский прогиб, который пересекал территорию Беларуси в северо-восточном направлении (рис. 10.1). В общем плане он унаследовал Волыно-Оршанский рифейский палеопрогиб, но значительно расширился за счет вовлечения в прогибание прилегающих с севера и запада участков Балтийского щита, где отложения ратайчицкой свиты залегают прямо на фундаменте. Соответственно ось Кобринско-Могилевского прогиба сместилась к северо-западу по отношению к оси рифейского прогиба. Начало формирования структуры совпало с горбашевским временем, когда на этой территории существовал спокойный тектонический режим с континентальным типом осадконакопления. Пролювиально-аллювиальные маломощные (до 33 м) породы горбашевского горизонта отлагались в обстановке пересеченной равнины с временными водными бассейнами и потоками. Такая обстановка могла сложиться в результате дифференцированных подвижек рельефа перед началом вулканической деятельности в ратайчицкое время. Вендский вулканизм был выражением начавшейся структурной перестройки западной окраины древней платформы. Активная вулканическая деятельность проявлялась, в основном, вдоль разломов (трещинные излияния), вулканы центрального типа имели подчиненное значение. В результате извержений накопилась мощная (до 600 м) толща эффузивно-осадочных пород основного и кислого состава, сформировавшая трапповое плато, которое протянулось на 770 км от Белостока (Польша) на северо-западе до Черновцов и Котовска (Украина) — на юго-востоке. На остальной части Кобринско-Могилевского прогиба в это время происходило медленное унаследованное прогибание в обстановке мелководного бассейна.

Трапповое плато на всем протяжении сложено покровами базальтов, диабазов, лавобрекчий, перемежающимися с прослоями туфов и туффитов. На ограниченной площади (Подлясско-Брестская впадина) распространены лавы среднего и кислого состава: андезитовые, дацит-андезитовые, андезито-дацитовые порфиры, переходящие в отдельных интервалах в дацитовые порфиры (Махнач, Веретенников, 1970). Базальты по петрографическому и химическому составу различны: оливин-пироксеновые и пироксен-плагиоклазовые. По данным М. Юсковяковой (Juskowiakowa, 1971), пироксен-плагиоклазовые базальты, слагающие самую верхнюю подтолщу северо-восточной части плато, являются более молодыми. Такой вывод сделан на основании находок эродированного базальтового материала древних потоков в основании верхней подтолщи северного района. Данные о размещении отдельных подтолщ эффузивно-осадочной толщи и закономерностях изменения их мощностей позволили сделать вывод (Зиновенко, 1976) о миграции центров вулканической деятельности с юга на север и постепенном ее затухании на юге.

Продукты основного и кислого состава (потоки и покровы базальтов, купола андезито-дацитов) образовали возвышенный рельеф и контролировали распространение морского водоема в пределах Кобринско-Могилевского прогиба. Вследствие разгрузки магматических очагов трапповое плато испытывало интенсивное погружение (в пять-шесть раз более интенсивное, чем на остальной территории прогиба) и к концу волынского времени восточная часть его опустилась до уровня морского бассейна, о чем свидетельствуют сильноизмененные спилитизированные базальтовые покровы самых верхних частей серии (ратайчицкой свиты), а также пачки туфогенно-осадочных пород на самых вер-

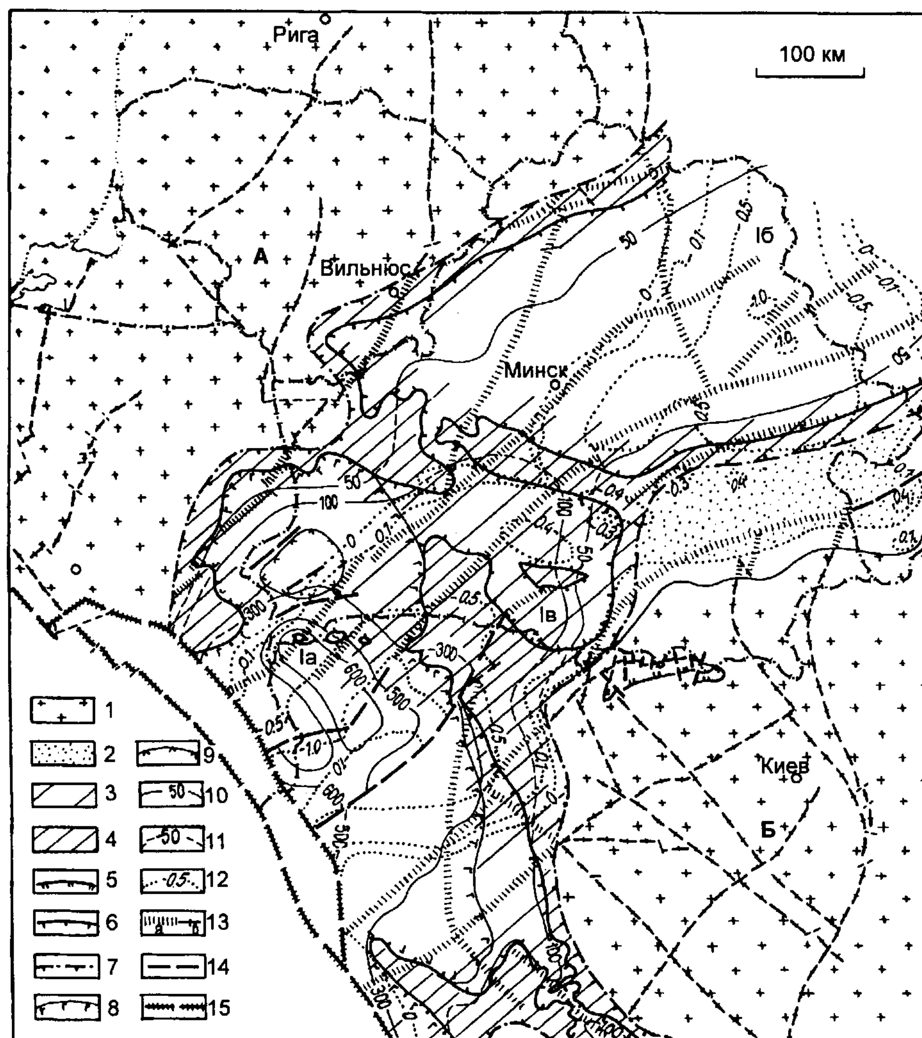


Рис. 10.1. Палеотектоническая карта запада Восточно-Европейской платформы. Позднебайкальский этап. Венд, волынское время. Составили Р.Г. Гарецкий, Г.В. Зиновенко, И.Б. Вишняков, Г.М. Помяновская, И.В. Климович, М.А. Нагорный.

1 — фундамент Восточно-Европейской платформы на поверхности (щиты: А — Балтийский, Б — Сарматский); 2 — более древний (доволынский) чехол вне области седиментации; 3-4 — площади постседиментационных размывов: 3 — слабых (неглубоких), 4 — сильных (глубоких); 5 — границы распространения нижнего рифея; 6-7 — границы распространения волынских отложений: 6 — современные, 7 — первоначальные предполагаемые; 8-9 — границы распространения трапповой формации: 8 — базальтовой, 9 — липарито-дацитовой; 10-11 — изопахиты волынских отложений, м: 10 — современные, 11 — восстановленные; 12 — палеоизогипсы поверхности фундамента к началу накопления волынских отложений (в км); 13-14 — основные разломы: 13 — доплатформенные: а — под чехлом, б — на поверхности, 14 — платформенные, проникающие в чехол, 15 — краевой шов, ограничивающий Восточно-Европейскую платформу. Цифры на карте: I — Кобринско-Могилевский прогиб: Iа — Кобринская впадина, Iб — Могилевская впадина, Iв — Клецко-Столинская мульда.

хних пластах базальтов в восточной части траппового плато (территория Подлясско-Брестской впадины). Фрагментарно признаки морской седиментации установлены и в других частях траппового плато (в пределах современной Волынской впадины) в средней и верхней частях волынской серии (Воловник, 1975). Основной морской бассейн в Кобринско-Могилевском прогибе располагался восточнее и северо-восточнее траппового плато. Наиболее глубокая его часть была приурочена к Клецко-Столинской мульде, примыкавшей с востока к области вулканической деятельности, где максимальные мощности туфогенных и туфогенно-осадочных пород составляют 150 м (см. рис. 10.1).

Отложения ратайчицкой свиты представлены туфами основного состава (нижняя литологическая пачка), а также туфами и глинисто-алевритовыми породами (верхняя литологическая пачка). Северо-восточнее этой мульды в центральной части Кобринско-Могилевского палеопрогиба (район Дзержинска — Минска) в разрезе ратайчицкой свиты преобладают песчано-алев-

75. Зак. 5046.

рито-глинистые породы. Туфы и туффиты образуют редкие прослои (Рифей и венд ..., 1976). Мощность отложений в этом районе составляет 60—76 м. Еще далее к северо-востоку (Могилевская палеовпадина) мощность отложений сокращается до 50 м. По соотношению основных типов пород ратайчицкая свита этого района (территория современной Оршанской впадины) расчленена на три пачки (снизу вверх): глинисто-алеврито-песчаную, глинисто-алевритовую и туфогенную. Две нижние пачки содержат незначительную примесь вулканогенного материала, а верхняя сложена преимущественно вулканогенно-осадочными и вулканогенно-кластическими породами, содержащими от 10 до 75 % пирокластического материала (Бессонова и др., 1972).

Самое западное звено Кобринско-Могилевского прогиба — Кобринская впадина — представляло собой область континентального осадконакопления, но одновременно испытывало интенсивное погружение. Вулканическая деятельность здесь сопровождалась образованием разломов преимущественно северо-восточного направления в Подлясско-Брестской впадине, северо-восточного и субмеридионального — в Волыно-Подольской впадине.

В лиозненское время вулканическая деятельность в юго-западной части древней платформы прекратилась. Тектонический план территории сохранялся прежним, но морской бассейн в пределах Кобринско-Могилевского палеопрогиба расширился к юго-западу вследствие погружения восточной части траппового плато. К концу волынского времени трапповое плато довольно узкой (до 80 км) дугой протягивалось вдоль современных западных границ Украины и Беларуси. Размыв вулканических пород поставлял в морской бассейн вулканомиктовый материал, количество которого постепенно уменьшалось в северо-восточном направлении. Лиозненская свита соответственно представлена толщей терригенных песчано-алеврито-глинистых пород с примесью вулканомиктового материала. Мощность отложений не превышает 40 м.

В волынское время в пределах Кобринско-Могилевского палеопрогиба формировались локальные поднятия с амплитудой в первые десятки метров (Зиновенко и др., 1978). Локальные поднятия на территории Кобринской впадины (Прибугское, Кустинское) только закладывались в это время, а основной этап их формирования приходится на конец силура — начало девона. Локальные поднятия центральной части Кобринско-Могилевского прогиба расположились двумя параллельными зонами северо-западного простирания (Радошковичско-Кличевская и Налибокско-Любанская). Они заложились в рифее и их унаследованное развитие продолжалось на протяжении венда. Зоны состоят из отдельных локальных поднятий (Радошковичское, Блонское, Любанское и др.), представляющих собой брахиантиклинали размером не более 25 х 15 км.

Валдайско-балтийский подэтап характеризуется накоплением терригенных отложений валдайской серии венда и балтийской серии нижнего кембрия. На этом подэтапе наиболее интенсивно развивалась Московская синеклиза и зона перикратонных опусканий на юго-западной окраине древней платформы (рис. 10.2). Связующим между этими крупными структурами являлся Кобринско-Полоцкий прогиб, который во многом унаследовал Кобринско-Могилевский прогиб волынского времени, но еще больше расширился на северо-западе за счет вовлечения в прогибание новых участков Балтийского щита. Соответственно ось прогиба по отношению к прогибу волынского времени сместилась к северо-западу, особенно заметно смещение проявилось на севере Беларуси. Зона перикратонных опусканий, сформировавшаяся в валдайское время, значительно расширилась и вышла за пределы Кобринско-Полоцкого палеопрогиба. Новая структура — Кобринско-Прутская зона перикратонных опусканий — простиралась вдоль юго-западного края Восточно-Европейской платформы на расстояние свыше 900 км через территорию Молдавии, Румынии, западных областей Украины, Беларуси и прилегающих районов Польши.

Кобринская впадина зоны перикратонных опусканий, в которой мощность отложений достигала 100 м, одновременно являлась составной частью Кобринско-Полоцкого прогиба, пересекавшего территорию Беларуси в северо-восточном направлении. В целом Кобринско-Прутская зона перикратонных опусканий испытывала возрастающее в западном направлении погружение, о чем свидетельствует и последовательная смена песчано-глинистых образований все более глинистыми и глубоководными отложениями по мере приближения к краю Восточно-Европейской платформы.

Интенсивное прогибание в Кобринско-Прутской зоне перикратонных опусканий, простиравшейся вдоль юго-западного края платформы, а также в Московской синеклизе, привело к дифференцированному развитию Кобринско-Полоцкого прогиба, который соединял эти крупные структуры. Наиболее интенсивно прогибались Кобринский и Полоцкий участки, которые являлись соответственно составными частями зоны перикратонных опусканий и Московской синеклизы. Эти относительно устойчивые области прогибания были разделены подводной (прибрежная равнина) Лидско-Слонимской седловиной (см. рис. 10.2). С северо-запада, со стороны Балтийского щита, в пределы Кобринско-Полоцкого прогиба в виде структурных носов внедрялись Гродненско-Мостовский и Рижско-Псковский выступы. По мере приближения к выступам в разрезах редкинского горизонта появляется более грубый материал.

В раннекембрийскую эпоху (балтийское время) палеогеографические условия осадконакопления мало изменились по сравнению с валдайским временем. По-

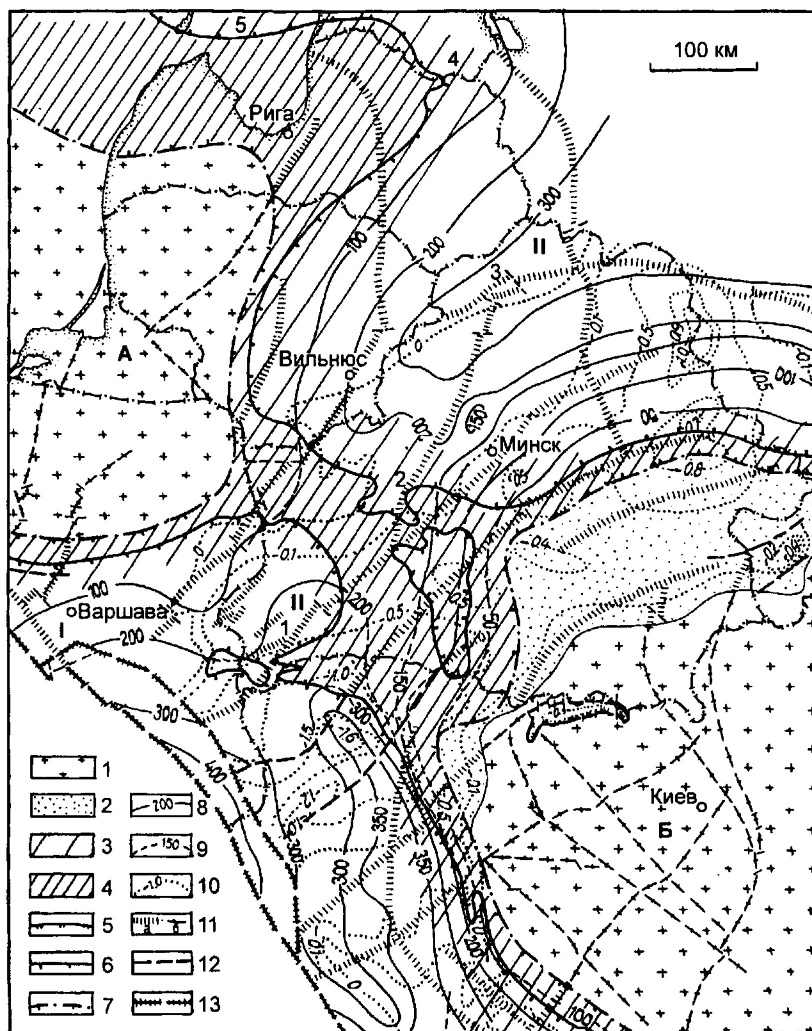


Рис. 10.2. Палеотектоническая карта запада Восточно-Европейской платформы. Позднебайкальский этап. Валдайско-балтийское время. Составили Р.Г. Гарецкий, Г.В. Зиновенко, Г.М. Помяновская, И.Б. Вишняков, И.В. Климович, М.Н. Нагорный, П.И. Сувейздис, А.П. Брангулис.

1 — фундамент Восточно-Европейской платформы на поверхности (щиты: А — Балтийский, Б — Сарматский); 2 — более древний (довалдайский) чехол вне области седиментации; 3-4 — площади постседиментационных размывов: 3 — слабых (неглубоких), 4 — сильных (глубоких); 5 — граница распространения нижнего рифея; 6-7 — границы распространения валдайско-балтийских отложений: 6 — современные, 7 — первоначальные предполагаемые; 8-9 — изопахиты валдайско-балтийских отложений (в м): 8 — современные, 9 — восстановленные; 10 — палеоизогипсы поверхности фундамента к началу накопления валдайско-балтийских отложений (в км); 11-12 — основные разломы: 11 — доплатформенные: а — под чехлом, б — на поверхности, 12 — платформенные, проникающие в чехол: а — частично, б — до поверхности; 13 — краевой шов, ограничивающий Восточно-Европейскую платформу. Цифры на карте: I — Мазовецко-Прутская зона перикратонных опусканий; II — Кобринско-Полоцкий прогиб: 1 — Кобринский структурный залив, 2 — Лидско-Слонимская седловина, 3 — Полоцкая впадина, 4 — Рижско-Псковский выступ, 5 — Эстонская моноклиналь.

прежнему продолжали развиваться Московская синеклиза на северо-востоке и зона перикратонных опусканий на юго-западе древней платформы. В качестве соединительной структуры существовал Кобринско-Полоцкий прогиб, который расширился еще дальше к северо-западу по сравнению с валдайским прогибом. Зона перикратонных опусканий, в свою очередь, продвинулась к северо-западу и захватила значительную территории Мазовии в Польше, прилегающую к линии Тейсейра-Торнквиста. Отсюда новое название этой зоны — Мазовецко-Прутская. Область максимальных прогибаний существенно сместилась к северо-западу, в районы западной Волыни и южной Польши. В углубленном морском бассейне накапливались преимущественно сероцветные алеврито-глинистые породы, мощность которых не превышает 400 м. В северо-западной части зоны перикратонных опусканий (Подлясско-Брестская впадина) мощность отложений балтийской серии 130 м.

Кобринско-Полоцкий прогиб северо-восточного простирания по-прежнему соединял зону перикратонных опусканий с Московской синеклизой. Наиболее глубокими участками в пределах прогиба оставались Кобринский и Полоцкий структурные заливы, разделенные Лидско-Слонимской седловиной (см. рис. 10.2). Значительно более заметную роль по сравнению с валдайским временем играла Лидско-Слонимская седловина. Отложения балтийской серии в пределах седловины отсутствуют, они приурочены к наиболее стабильно прогибавшимся участкам Кобринско-Полоцкого прогиба (Кобринская и Полоцкая впадины). Однако одинаковые фации кембрийских отложений (балтийская серия) в юго-западном и северо-западном районах Беларуси, отсутствие фациальных изменений по мере приближения к границам их современного распространения позволяют предполагать, что осадконакопление происходило в едином бассейне и Лидско-Слонимская седловина покрывалась морем. Отложения балтийской серии в Кобринской и Полоцкой впадинах представлены, в основном, глинами зеленовато-серыми гидрослюдистыми, алевритистыми, песчаниками и алевролитами кварцевыми и полевошпатово-кварцевыми с глауконитом, которые формируют ритмично построенную толщу мощностью до 130 м в Кобринской впадине и до 155 м — в Полоцкой. Основными областями сноса в валдайско-балтийское время были Балтийский и Сарматский щиты.

КАЛЕДОНСКИЙ ЭТАП

Тектонический план запада территории Беларуси в каледонский этап определялся развитием двух крупных структур — Московской синеклизы на северо-востоке и Балтийско-Приднестровской зоны перикратонных опусканий на юго-западе. Кобринско-Полоцкий прогиб, пересекавший территорию Беларуси в северо-восточном направлении и соединявший эти структуры на позднебайкальском этапе, прекратил свое существование. Вся западная окраина древней платформы интенсивно прогибалась под влиянием тектонических процессов в смежной Рюгенско-Поморской миогеосинклинали, которая располагалась на каледонском этапе вдоль юго-западного края Восточно-Европейской платформы. Балтийско-Приднестровская зона перикратонных опусканий каледонского этапа значительно расширилась к северо-западу по сравнению с Мазовецко-Прутской зоной позднебайкальского времени. Она простиралась от Черного до Северного моря на расстояние примерно 2000 км (рис. 10.3). В качестве структур второго порядка в ее пределах выделялись Балтийская синеклиза, Мазурский выступ Белорусской антеклизы, Подлясско-Брестская впадина, Луковско-Ратновский выступ, Волынская впадина, Северо-Молдавское поднятие, Кишиневский прогиб. Отрицательные структуры зоны перикратонных опусканий имели вид структурных заливов с разной стрелой прогибания — от максимальной (750 м) в Балтийской синеклизе до минимальной (175 м) в Волынской впадине. Положительные структуры не имели четких ограничений и представляли собой слабовыраженные структурные носы. Контрастные очертания все структуры приобрели на герцинском этапе, когда проявилась активная блоковая тектоника вдоль разломов субширотного простирания и за ней последовали постседиментационные размывы пород каледонского структурного комплекса, особенно интенсивные в пределах положительных структур.

Развитие зоны перикратонных опусканий протекало в течение раннего (постбалтийского) кембрия, ордовика, силура, раннего девона (жединский век) и характеризовалось неравномерностью прогибания отдельных ее звеньев, миграцией центров прогибания. Осадконакопление происходило в едином бассейне, глубина которого постепенно возрастала в сторону Рюгенско-Поморской миогеосинклинали. В этом направлении литофации мелкого шельфа сменялись все более глубоководными отложениями. Неравномерное развитие зоны перикратонных опусканий обусловило некоторую специфику геологических разрезов ее отдельных структурных элементов и разные мощности отложений. На территорию Беларуси море заходило со стороны Балтийской синеклизы в северо-западную и со стороны Подлясско-Брестской впадины — в юго-западную части. Разрезы каледонского структурного комплекса этих регионов различаются между собой по стратиграфической полноте разрезов, литолого-фациальным особенностям и мощностям.

В Подлясско-Брестской впадине на юго-западе Беларуси разрез каледонского структурного комплекса представлен отложениями надбалтийского нижнего и среднего кембрия, ордовика, силура, нижнего девона (жединский ярус), которые формируют горизонтальные и вертикальные ряды формаций. Вертикальный ряд формаций начинают снизу трасгрессивные терригенные формации кембрия и нижнего ордовика (тремадокский ярус). Во время образования этих формаций в пределах зоны перикратонных опусканий существовали три структурно-формационные зоны, вытянутые параллельно линии Тейссейра-Торнквиста с юго-востока на северо-запад. В условиях мелкого шельфа, занимавшего крайнюю восточную часть Подлясско-Брестской впадины, образовалась песчаная формация. По мере углубления бассейна в западном направлении песчаная формация сменяется глинисто-песчаной и песчано-глинистой. В целом в зоне перикратонных опусканий мощность формаций изменяется в пределах 500—750 м.

Терригенные трансгрессивные формации кверху сменяются группой формаций инундационного ряда, сформировавшихся в ордовикский и силурийский пе-

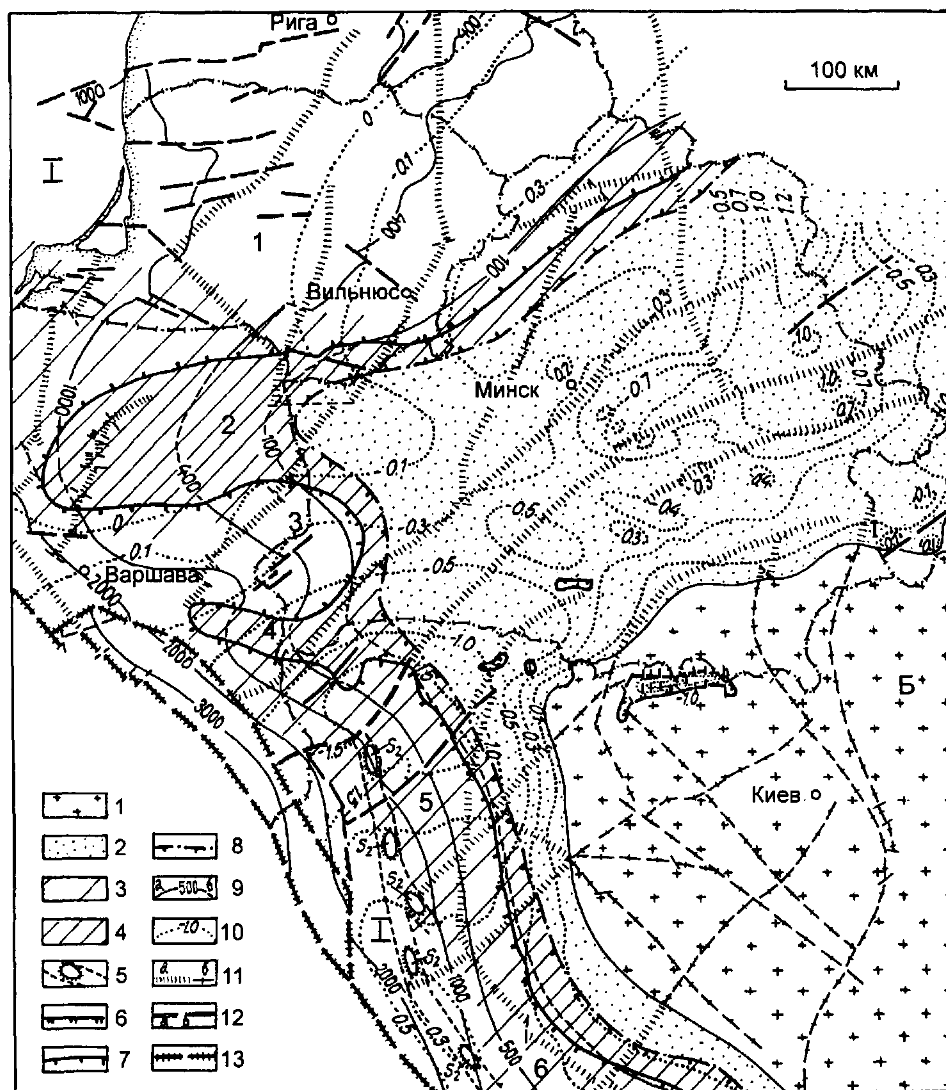


Рис. 10.3. Палеотектоническая карта запада Восточно-Европейской платформы. Каледонский этап. Составили Р.Г. Гарецкий, Г.В. Зиновенко, И.Б. Вишняков, В.В. Глушко, Г.М. Помяновская, А.П. Брангулис, В.П. Пуура, П.И. Сувейздис.

1 — фундамент Восточно-Европейской платформы на поверхности (Б — Сарматский щит); 2 — более древний (доталсинский) чехол Восточно-Европейской платформы вне области седиментации; 3-4 — площади седиментационных размывов: 3 — слабых (неглубоких), 4 — сильных (глубоких); 5 — полоса развития нижнесилурийских рифов; 6 — граница распространения нижнего рифея; 7-8 — границы распространения каледонского комплекса: 7 — современные, 8 — первоначальные предполагаемые; 9 — изопахиты каледонского комплекса (в м): а — современные, б — восстановленные; 10 — палеоизогипсы поверхности фундамента к началу накопления каледонского комплекса (в км); 11-12 — основные разломы: 11 — доплатформенные: а — под чехлом, б — на поверхности; 12 — платформенные, проникающие в чехол: а — частично, б — до поверхности; 13 — краевой шов, ограничивающий Восточно-Европейскую платформу. Цифры на карте: I — Балтийско-Приднестровская зона перикратонных опусканий: 1 — Балтийская синеклиза, 2 — Мазурский выступ, 3 — Подлясско-Брестская впадина, 4 — Луковско-Ратновский выступ, 5 — Волынская впадина, 6 — Северо-Молдавское поднятие.

риоды. Образование этих формаций происходило в пределах трех основных структурно-формационных зон, которые простирались параллельно линии Тейссейра-Торнквиста с юго-востока на северо-запад и отражали районирование палеобассейна по глубинам. В ордовикский период в прилегающей к линии Тейссейра-Торнквиста зоне в условиях некомпенсированного осадконакоплением прогибания образовалась глинистая формация, представленная черными граптолитовыми сланцами сравнительно небольшой мощности (Modlinski, 1976). В восточном направлении глинистая формация сменяется глинисто-карбонатной, а затем карбонатной. В пределах Подлясско-Брестской впадины эти три структурно-формационные зоны последовательно сменяют друг друга с запада на восток. Мощность формаций до 45 м. Наибольшая мощность ордовикских формаций

(240 м) установлена в пределах зоны перикратонных опусканий в Балтийской синеклизе. В пределах шельфа Балтийского региона наметилась дифференциация дна морского водоема с образованием прогибов и поднятий, условия осадконакопления в пределах которых были различными. В прогибах накапливались глинисто-карбонатные породы — афанитовые известняки, мергели сравнительно большой мощности (до 240 м), а на поднятиях — известняки и доломиты гораздо меньшей мощности.

В силурийский период в Балтийско-Приднестровской зоне перикратонных опусканий сформировалась группа формаций, закономерно сменяющих друг друга с запада на восток: глинистая, карбонатно-глинистая и карбонатная. Названия формаций отражают парагенезы пород — от аргиллитов и граптолитовых сланцев глинистой формации до известняков и доломитов, преимущественно органогенно-детритовых, карбонатной формации. Изменяется и характер ископаемой фауны при переходе от глинистой формации к карбонатно-глинистой и карбонатной за счет уменьшения роли граптолитовой и увеличения раковинной фауны. Подобная последовательность горизонтального ряда характерна для Подлясско-Брестской впадины. Мощность силурийских формаций в Подлясско-Брестской впадине достигает 1300 м, в Волынской впадине — 650 и в Балтийской синеклизе — 2250 м.

Завершается развитие зоны перикратонных опусканий в раннем девоне (жединский век). В Подлясско-Брестской впадине отложения жединского яруса представлены мергелями и доломитами, составляющими глинисто-карбонатную формацию; последняя распространена в виде изолированных островков и мощность ее отложений не превышает 40 м.

В Балтийской синеклизе регрессия силурийского моря закончилась накоплением пестроцветной терригенно-сульфатно-карбонатной формации жединского яруса, образование которой присходило в лагунно-континентальных условиях (пестроцветные глины, алевролиты, песчаники с прослоями комковатых мергелей и доломитов). Мощность отложений формации до 220 м (Геология ..., 1982).

Орогенный этап развития Рюгенско-Поморской геосинклинали сопровождался регрессией морского водоема с западной окраины Восточно-Европейской платформы, что привело к прекращению существования зоны перикратонных опусканий. На всей этой территории осадконакопление происходило в континентальных условиях в весьма ограниченных масштабах.

В Подлясско-Брестской впадине в конце каледонского этапа активизировались разломы северо-восточного направления. Эти разломы контролировали расположение структурных носов и локальных поднятий. Максимальный прирост амплитуд этих структур происходил в конце этапа — на границе силура и раннего девона. Наряду со сбросовыми дислокациями здесь установлены взбросы, что свидетельствует о существовании напряжений не только растяжения, но и сжатия. Субширотные разломы, осложняющие строение каледонского структурного комплекса, образовались на более позднем герцинском этапе и четко разграничили структурные элементы запада Восточно-Европейской платформы, включая Подлясско-Брестскую впадину.

В северо-западную часть Беларуси отложения каледонского структурного комплекса заходят из Балтийской синеклизы, где их мощность достигает 3500 м. Здесь, на склоне Белорусской антеклизы мощность комплекса резко сокращена. Терригенные отложения среднего кембрия (буйковская свита) имеют мощность до 17 м. Ордовикские отложения (мощность до 153 м) представлены терригенно-карбонатной толщей, в составе которой выделяются пакерортский горизонт (кварцевые песчаники) тремадокского яруса, латорпский (кварцево-глауконитовые песчаники, мергели и глины с глауконитом), волховский (известняки с глауконитом), кундаский (пестроокрашенные известняки с прослоями мергелей с железистыми оолитами), азериский, ласнамягийский, ухакуский, кукрузеский, идавереский, йыхвиский, кейлаский горизонты аренигского, лланвирнского и лландейловского ярусов, а также оандуский, раквересский, набалаский, вормсиский, пиргуский и поркуниский горизонты карадокского и ашгильского ярусов (Ропот, Пушкин, 1987). Преобладающая верхняя часть разреза ордовикских отложений, начиная с азериского горизонта, представлена толщей известняков, иногда доломитизированных, органогенно-детритовых с богатой ископаемой фауной брахиопод, мшанок, кораллов, криноидей и др. Силурийские отложения северо-западной Беларуси мощностью до 65 м в объеме лландоверийского и венлокского ярусов нижнего отдела и предположительно лудловского яруса верхнего отдела сложены мергелями, глинами и известняками.

Территория Беларуси в среднекембрийскую эпоху представляла собой краевую часть (мелкий шельф) морского бассейна запада Восточно-Европейской платформы, разделенного в пределах республики Мостовским выступом на два самостоятельных структурных залива — Балтийский и Подлясско-Брестский. Аналогичные структурные заливы существовали еще в раннем кембрии (постбалтийское время), однако трансгрессия в Балтийском регионе достигла максимума в среднекембрийскую эпоху, когда она захватила и территорию Беларуси. В пределах Подлясско-Брестского структурного залива, наоборот, отложения постбалтийского нижнего кембрия распространены шире по сравнению со среднекембрийскими. Возможно, подобная картина распространения отложений обусловлена сильными постседиментационными размывами среднекембрийских отложений. Не исключается вариант более широкого

первичного распространения постбалтийских нижнекембрийских отложений.

В течение всего ордовикского периода в краевой части Балтийско-Приднестровской зоны перикратонных опусканий продолжали существовать два структурных залива — Балтийский и Подлясско-Брестский, разделенных на территории Беларуси Гродненско-Мостовским выступом. Балтийский залив, захвативший и территорию северо-западной Беларуси, видимо, был глубже и шире Подлясско-Брестского. Об этом свидетельствуют разрезы ордовикских отложений Балтийского региона, стратиграфически наиболее полные и мощные. В конце ордовикского периода (ашгильский век) море регрессировало и покинуло восточную часть Подлясско-Брестской впадины; обмелел и Балтийский бассейн, в его пределах началась дифференциация рельефа дна водоема, образовались острова. В общем плане территория северо-западной и юго-западной Беларуси в ордовикский период располагалась в краевой части морского бассейна зоны перикратонных опусканий — в зоне мелкого шельфа, о чем свидетельствует характер накопившихся отложений (железистые оолиты, органогенно-детритовый материал, расцвет коралловой и мшанковой фауны и т. д.).

Аналогичная палеогеографическая обстановка на краю древней платформы существовала в силурийский период. Территория северо-западной Беларуси входила в состав Балтийского, а юго-западной — в состав Подлясско-Брестского структурных заливов. Наиболее обширная трансгрессия имела место в раннем силуре, а со второй половины лудловского века морской бассейн постепенно регрессировал. Об этом свидетельствуют фации отложений, изменяющиеся в вертикальном разрезе. Мергели, глины с редкими прослойками и желваками глинистых известняков нижнего силура (лландоверийский, венлокский ярусы) переходят кверху в известковистые мергели с многочисленными прослоями и желваками известняков, а в краевой зоне — в желваковые известняки с многочисленными стилолитовыми поверхностями и с обильной фауной кораллов, мшанок, криноидей, брахиопод верхнего силура (лудловский ярус). Завершают силурийский разрез желваковые карбонатно-глинистые породы, известковистые глины (пржидольский ярус). Наряду с изменением фаций в вертикальном разрезе заметна литолого-фациальная дифференциация разрезов по площади. По соотношению глинистого и карбонатного материала выделены четыре литолого-фациальные зоны, последовательно сменяющие друг друга с востока на запад. В этом же направлении увеличивается глинистость разрезов.

Территория Беларуси в течение всего силурийского периода располагалась в области мелкого шельфа (три литолого-фациальные зоны), причем северо-западная ее часть находилась полностью в прибрежной зоне, о чем свидетельствуют мелководные фации силурийских отложений и их сокращенный (в стратиграфическом отношении и по мощности) геологический разрез. Отчетливо выделяются литолого-фациальные зоны в пределах Подлясско-Брестской впадины. Здесь органогенные глинистые известняки восточной и северной ее частей через промежуточные разрезы центральной части впадины, представленные чередованием известняков и мергелей, переходят в глинистые сланцы и аргиллиты с граптолитами западной части структуры. Фациальные зоны имеют северо-западное простирание, параллельное интенсивно прогибавшемуся Рюгенско-Поморскому миогеосинклинальному прогибу.

В целом для отложений каледонского структурного комплекса (кембрийских, ордовикских, силурийских) Подлясско-Брестской впадины характерна смена мелководных фаций все более глубоководными в западном направлении.

Одновременно с интенсивным развитием Балтийско-Приднестровской зоны перикратонных опусканий на западной окраине Восточно-Европейской платформы резко сократился морской водоем Московской синеклизы. Море покинуло территорию северо-восточной Беларуси, в течение всего каледонского этапа преобладающая восточная и северная ее части представляли собой сушу.

ГЕРЦИНСКИЙ ЭТАП

К началу герцинского этапа на территории Беларуси и соседних областей, как видно на палеотектонической карте (рис. 10.4), располагались две крупные структуры: Сарматский щит в юго-восточной части и Русская плита на остальной (большей) части территории. В пределах Сарматского щита, несмотря на значительный размыв, сохранилась субширотная Овручская грабен-синклиналь, сформировавшаяся в раннерифейское время. В пределах Русской плиты выделялся Волыно-Оршанский прогиб в составе Волынской и Оршанской впадин с глубинами залегания поверхности фундамента до 1,6 км и более и 1—1,3 км соответственно; впадины были разделены Слуцко-Солигорской седловиной с глубиной залегания фундамента выше 0,4 км, к югу от которой располагалась Клецко-Столинская мульда. В пределах Оршанской впадины выделялись Витебская и Могилевская мульды, разделенные Центрально-Оршанским горстом, и отходящий к западу Червенский структурный залив. На южном крыле Оршанской впадины обособлялись Клинцовский грабен и Припятская моноклиналь. Впадины сформировались, в основном, в раннебайкальский этап и были выполнены преобладающими по мощности отложениями среднерифейско-ранневендского комплекса.

На западе территории в виде структурных заливов Балтийско-Приднестровской системы перикра-

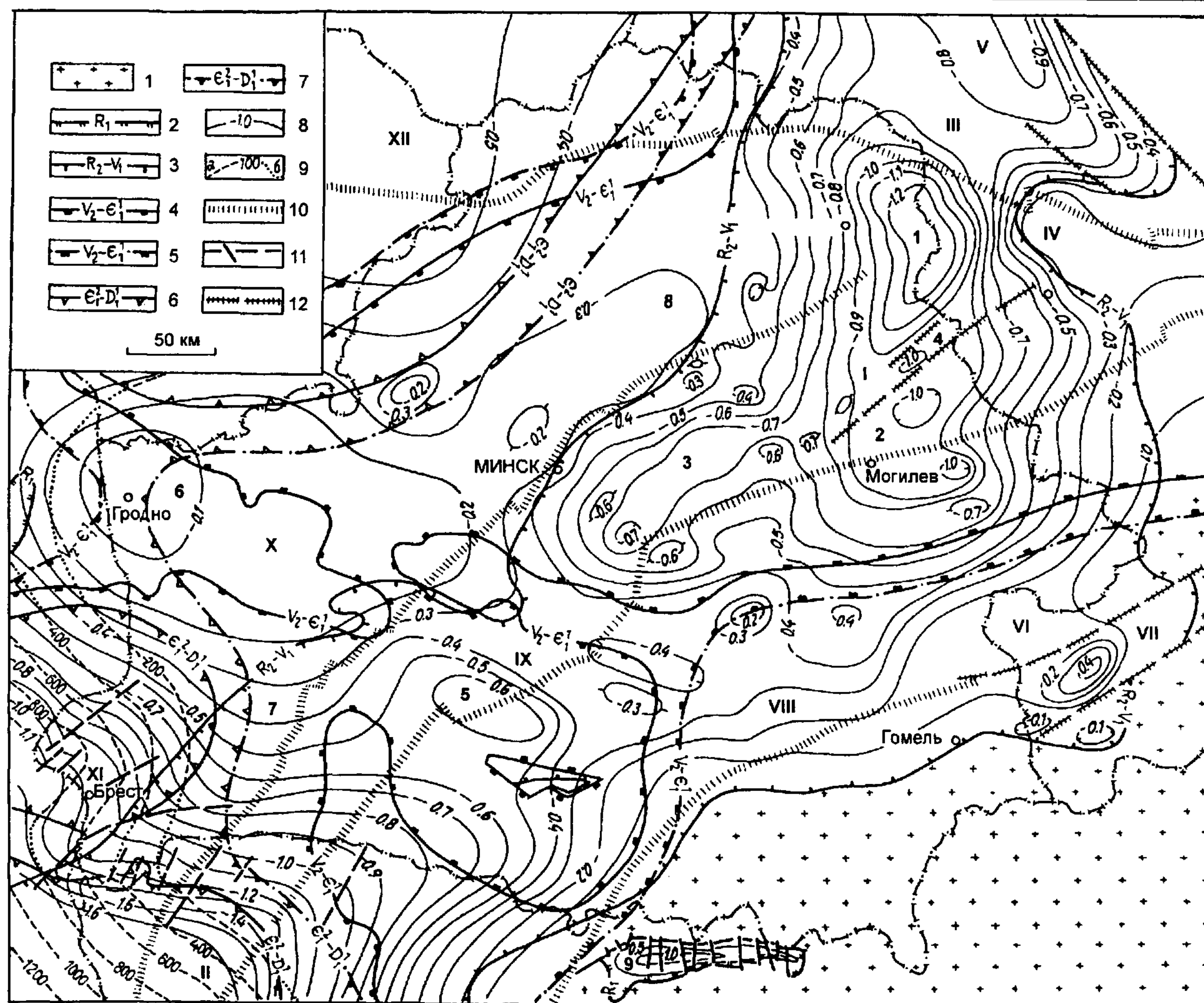


Рис. 10.4. Палеотектоническая карта Беларуси к началу герцинского этапа (предзигенское время раннего девона). Составили Р.Г. Гарецкий, Р.Е. Айзберг.

1 — фундамент Восточно-Европейской платформы на поверхности; 2-7 — границы распространения структурных комплексов: 2 — нижнерифейского, 3 — белорусско-вильчанского, 4, 5 — волынско-балтийского (4 — современные, 5 — предполагаемые первоначальные); 6, 7 — каледонского (талсинско-жединского) (6 — современные, 7 — предполагаемые первоначальные); 8 — палеоизогипсы поверхности фундамента, км; 9 — палеоизогипсы подошвы нижнекембрийско-нижнедевонского (талсинско-жединского) комплекса, м: а — в области современного развития, б — на площадях их полного размыва; 10-12 — основные разломы: 10 — доплатформенные, 11, 12 — платформенные (11 — выходящие на поверхность, 12 — погребенные). Структуры поверхности фундамента: I — Оршанская впадина (1 — Витебская мульда, 2 — Могилевская мульда, 3 — Червенский структурный залив, 4 — Центрально-Оршанский горст); II-Волынская впадина; III — Велижская седловина; IV — Ярцевский выступ; V — Торопецкий залив; VI — Суражский выступ; VII — Клинцовский грабен; VIII — Припятская моноклиналь; IX — Слуцко-Солигорская седловина (5 — Клецко-Столинская мульда); X — Белорусская антеклиза (6 — Гродненско-Мостовский выступ, 7 — Ивацевичский выступ, 8 — Вилейский выступ; 9 — Овручская грабен-синклиналь); XI — Подлясско-Брестская впадина; XII — Балтийская синеклиза.

тонных прогибов вдавались Подлясско-Брестская впадина и Балтийская синеклиза с глубинами залегания поверхности фундамента от 0,5 до 1,3 км и от 0,3 до 0,5 км соответственно. Они сформировались в каледонский этап и были выполнены отложениями каледонского комплекса мощностью до 900 м (Подлясско-Брестская впадина) и 300 м (Балтийская синеклиза).

К началу герцинского этапа обособилась как остаточная структура и Белорусская антеклиза. Наиболее приподнятая часть антеклизы (Гродненско-Мостовский выступ) выделялась в виде округлого свода, оконтуренного по поверхности фундамента изогипсой –0,1 км. От сводовой части антеклизы отходили структурные носы: Вилейский — на северо-востоке, Мазурский — на западе и Ивацевичский — на юге.

Таким образом, к началу герцинского этапа наметилось большинство современных основных тектонических элементов территории Беларуси: Белорусская

антеклиза, Балтийская синеклиза, Подлясско-Брестская и Оршанская впадины, но еще отсутствовала такая крупная отрицательная структура, как Припятский прогиб, не получила еще полного обособления Воронежская антеклиза, не сформировались в близком к современному виду некоторые седловины (Жлобинская, Полесская и др.).

Главным тектоническим событием герцинского этапа был распад Сарматского щита на Украинский щит и Воронежскую антеклизу в результате заложения и формирования в его осевой части Припятско-Донецкого авлакогена в процессе движений по системе глубинных планетарных разломов Сарматско-Туранского линеамента (Айзберг, Гарецкий, Синичка, 1971). Как остаточные структуры сформировались Полесская, Жлобинская и Брагинско-Лоевская седловины. На этом этапе продолжала формироваться Белорусская антеклиза, в первой половине этапа развивалась Московская синеклиза, западная центриклиналь которой распространялась на запад платформы.

Герцинский этап характеризуется значительной дифференциацией вертикальных движений и активным проявлением разломной тектоники, формированием разнообразных тектонических элементов и накоплением в Припятском прогибе мощных терригенных, карбонатных, соленосных и вулканогенных формаций со сложными соотношениями в вертикальных и латеральных рядах. Герцинский этап распадается на три стадии: эмско-среднефранскую ранней предрифтовой синеклизы, позднефранско-фаменскую рифтовую, каменноугольно-среднетриасовую поздней пострифтовой наложенной синеклизы*.

Эмско-среднефранская стадия ранней предрифтовой синеклизы

Эмско-среднефранская стадия развития является стадией ранней предрифтовой синеклизы. В эту стадию территория востока Беларуси развивалась как западная центриклинальная часть Московской синеклизы. Стадия началась в зигенский (пражский) век раннего девона на западе Восточно-Европейской платформы опусканием Львовско-Люблинского прогиба и Балтийской синеклизы. Однако прогибание не распространялось на территорию Беларуси и она была областью размыва и сноса обломочного материала. С позднего эмса раннего девона началось прогибание западной части Московской синеклизы, которое захватило восточную часть территории Беларуси. Это привело к обширной морской трансгрессии на эродированную пенепленизированную поверхность мелкого эпиконтинентального моря и накоплению базальной эмско-эйфельской сульфатно-карбонатно-терригенной формации. Наиболее интенсивно прогибалась северо-восточная часть региона, поэтому мощность формации увеличивается до 200 м в погруженной части Московской синеклизы. Формация выклинивается на склонах Белорусской, Воронежской антеклиз и Украинского щита в результате послойного сокращения, размыва в кровле и трансгресивного налегания на подстилающие породы все более и более молодых слоев эмского, а затем и эйфельского ярусов. Береговая линия бассейна проходила недалеко от современной границы распространения формации, так как по периферии ощущается влияние близкой суши: увеличивается содержание песчаного материала и песчано-глинистые породы замещаются песчаниками, а мергели — глинами; сказывается опресняющее воздействие речных потоков, в связи с чем исчезают сульфатные породы. Рельеф суши, по-видимому, был пологим, типа низменных равнин, сложенных карбонатно-песчано-глинистыми образованиями чехла и породами фундамента. Палеогеографическая обстановка в бассейне осадконакопления менялась от слегка опресненных морских условий (витебский горизонт эмса и пярнуский горизонт эйфеля) до сильно засолоненных лагунных (освейский и местами городокский подгоризонты наровского горизонта) и нормально-морских с фауной кораллов (костюковичский подгоризонт). На отдельных участках (северная часть Припятского прогиба) в освейское время отлагалась каменная соль (Кислик, Высоцкий, Голубцов и др., 1976), по-видимому, в небольших остаточных водоемах во время кратковременных перерывов в осадконакоплении.

Во время накопления базальной формации герцинского комплекса в витебское время эмского века раннего девона и в эйфельский век среднего девона территория современного Припятского прогиба была юго-западной центриклинальной частью Московской синеклизы: она была раскрыта на северо-восток по поверхности фундамента, по мощностям формации также не намечается замкнутой структуры. Однако уже во время накопления формации появляются первые признаки обособления Припятского прогиба в юго-западной центриклинальной части Московской синеклизы. Территория прогиба намечается субширотным простиранием изопахит, фиксируется субширотная структурная дифференциация, выраженная чередованием протяженных зон сокращенных и увеличенных мощностей. Амплитуда палеоструктур не превышала 20—25 м.

Анализ карты мощностей базальной формации и палеорельефа фундамента к началу ее накопления (Тектоника Белоруссии, 1976) показывает повсеместное азимутальное несогласие изопахит и палеоизогипс поверхности фундамента Припятской моноклинали, которая по поверхности фундамента была образована еще

* Ранее (Айзберг и др., 1974; Тектоника Белоруссии, 1976; Тектоника Припятского прогиба, 1979; Палеотектоника ..., 1983 и др.) эта стадия включалась в рифтовую. Р.Е. Айзберг и в настоящее время границу стадий рифтовой и пострифтовой наложенной синеклизы проводит на границе ранней и поздней перми, а Р.Г. Гарецкий считает, что рифтовая стадия завершилась на границе среднего и позднего карбона.

при формировании среднерифейско-ранневендского Волыно-Оршанского прогиба. Таким образом, на диагональный среднерифейско-ранневендский тектонический план была наложена субширотная эмско-эйфельская Припятская структура, в то время еще соподчиненная Московской синеклизе.

Вышележащая терригенная пестроцветная формация накапливалась в полоцкое (старооскольское) время живетского века среднего девона и ланское время франского века позднего девона в тектонических условиях, наметившихся в эмско-эйфельское время, в мелководном морском бассейне пониженной солености под влиянием водных потоков с окружающей суши. Областями сноса обломочного материала были Украинский щит, Белорусская и Воронежская антеклизы, которые представляли собой пенепленизированную сушу с невысокими гипсометрическими отметками рельефа и с небольшими возвышенностями на общем равнинном фоне.

Характерная для формации ритмичность (горынский, столинский, морочский, убортский и желонский ритмы осадконакопления) с преобладанием песчано-алевритовых пород в нижних и алеврито-глинистых пород с мергелями и доломитами в верхних частях ритмопачек фиксирует изменения тектонического режима в бассейне осадконакопления и в областях сноса обломочного материала.

Структуры поверхности фундамента (Витебская и Могилевская мульды, а также Центрально-Оршанский горст) сохранили наметившиеся ранее конфигурацию и простирание. Мощность формации здесь увеличивается к восток—северо-востоку до 250 м. В юго-западной части Балтийской синеклизы характер тектонических движений не изменился по сравнению с кемерско-наровским временем: амплитуда прогибания здесь увеличивалась к северо-западу. Припятский прогиб к началу накопления формации как замкнутая структура не обособлялся и поверхность кристаллического фундамента была наклонена на северо-запад и север до глубин 500 м. Мощность формации увеличивалась в северо-западном направлении от 80 до 220 м. Таким образом, по отложениям формации на территории прогиба формировалась Припятская моноклиналь, осложненная локальными поднятиями (Восточно-Первомайское, Северо-Домановичское, Гороховско-Бобровичское, Тульговичское, Наровлянское и др.) и зонами поднятий (западная часть Речицко-Вишанской, Северо-Калиновская и др.), которые выделяются широтными зонами сокращенных (на 10—30 м) мощностей формации. Ориентировка локальных поднятий нередко отличалась от простирания современных структур, однако взаиморасположение локальных палеоподнятий, их приуроченность к определенным тектоническим линиям близки к современному структурному плану (Тектоника Белоруссии, 1976; Тектоника Припятского прогиба, 1979; Палеотектоника Белоруссии, 1983).

В среднефранское время в процессе накопления саргаевско-семилукской карбонатной формации наиболее активно прогибались северо-восточная и юго-восточная части региона, разобщенные зоной преобладающих поднятий. На северо-востоке отрицательные движения захватили почти всю Оршанскую впадину (исключая юго-запад Могилевской мульды), сопредельные районы Воронежской антеклизы, Гжатского и Торопецко-Крестцовского грабенов. Структурные формы поверхности фундамента оставались по сравнению с началом герцинского этапа почти неизменными. Новообразованная структура представляла собой моноклиналь северо-западного простирания, очень полого погружающуюся к северо-востоку (градиент наклона менее 1 м/км).

На территории Припятского прогиба поверхность фундамента к началу накопления саргаевско-семилукской карбонатной формации была довольно интенсивно расчленена, хотя прогиб еще не был обособлен и на большей его западной части выделялся прогиб северо-восточного простирания, унаследованный от среднерифейско-ранневендского Волыно-Оршанского палеопрогиба. Глубина залегания поверхности фундамента изменялась от 0,1 км и менее на юго-востоке до 0,7 км и глубже в северо-западной части. На фоне моноклинали в юго-восточной части выделялись выступы поверхности фундамента амплитудой 30—40 м, приуроченные к Наровлянскому, Тульговичскому и Северо-Хойникскому поднятиям. В центральной и северной частях прогиба на фоне общего погружения фундамента в северо-западном направлении отмечались широтные полосы малоамплитудных (25—30 м) локальных поднятий фундамента, совпадающих с большинством современных приразломных зон поднятий. В западной части прогиба обособилась синклинальная зона север—северо-восточного простирания с глубиной погружения фундамента до 0,7 км (Тектоника Белоруссии, 1976; Палеотектоника Белоруссии, 1983).

Саргаевско-семилукская карбонатная сероцветная формация накапливалась в спокойных тектонических условиях, что выразилось в небольших (от 60 до 80 м) изменениях мощностей. К началу накопления формации в основном завершилась пенепленизация суши, окружавшей седиментационный бассейн. Белорусская антеклиза и Полесская седловина, Украинский щит и Воронежская антеклиза были областями сноса обломочного материала, но имели равнинный рельеф и поставляли в седиментационный бассейн глинистый материал, представленный в разрезе формации преимущественно в виде мергелей и карбонатных пород повышенной глинистости. Максимум глинистого материала поступал в начале саргаевского (сарьянские слои) и в начале семилукского (моисеевские слои) времени. В первой половине саргаевского времени на территории Припятс-

кого прогиба существовал мелководный морской бассейн с повышенной соленостью и временами отлагались сульфаты. Во второй половине саргаевского и в семилукское время в условиях открытого неглубокого моря с нормальной соленостью накапливались карбонатные илы и формировались органогенные постройки в относительно приподнятых участках слабодифференцированного дна бассейна, где для рифостроителей создавались благоприятные экологические условия: воды бассейна с нормальной соленостью здесь хорошо прогревались и аэрировались. Преобладание пологих форм дна палеобассейна способствовало развитию, главным образом, пластообразных органогенных построек. Процесс органогенного постройкообразования прогрессировал во времени от формирования маломощных (0,1—0,5 м) биостромных прослоев (до 8—12 уровней) до образования мощных (3—10 м) массивных коралловострomатопоровых биогермов. В относительно погруженных участках дна бассейна отлагались преимущественно глинисто-карбонатные осадки с подавленными биоценозами фауны, нередко темноцветные доманикоидного облика (Махнач, Москвич, Кручек и др., 1984).

Саргаевско-семилукская карбонатная формация накапливалась во время максимального развития франской трансгрессии на Русской плите и морской бассейн Беларуси на востоке продолжался в сторону Московской синеклизы, на юго-западе соединялся с бассейном Львовского прогиба, а на юго-востоке — Днепровско-Донецкого.

В Припятском прогибе на общем фоне субмеридионального изменения мощностей формации четко выделяются субширотные зоны уменьшенных и увеличенных мощностей, при этом в региональном плане мощности формации уменьшаются к современным границам прогиба, что свидетельствует о начале его полного обособления. Однако по поверхности фундамента Припятский прогиб по-прежнему не был обособлен и на большей его западной части выделялся субмеридиональный прогиб, унаследованный от среднерифейско-нижневендского Волыно-Оршанского палеопрогиба.

Эмско-среднефранская стадия ранней синеклизы завершилась региональным подъемом, отступлением морского бассейна, перерывом в осадконакоплении и размывом отложений. Слабая дифференциация мощностей саргаевско-семилукской карбонатной формации, в том числе и в результате размыва, показывает, что тектонический режим до конца стадии оставался спокойным. Поэтому, как видно на палеотектонической карте к началу рифтовой стадии (рис. 10.5), палеоструктурный план территории Беларуси в конце стадии ранней синеклизы существенно не отличался от палеотектонического плана начала герцинского этапа (см. рис. 10.4). На первой стадии герцинского этапа формировались юго-западная центриклиналь Московской синеклизы, восточная и юго-восточная центриклинали Балтийской синеклизы, началось обособление в чехле Припятского прогиба. В результате их прогибания обособлялись остаточные структуры — Белорусская и Воронежская антеклизы, Украинский щит, по-видимому, началось и обособление Полесской, Латвийской, Жлобинской и Брагинско-Лоевской седловин.

В западной части Московской синеклизы мощности отложений эмско-среднефранского этажа увеличиваются на северо-восток от первых десятков до 400—500 м. Западный борт Московской синеклизы в центральной части был осложнен слабовыраженным структурным заливом, который по положению и простиранию соответствует осевой части Оршанского прогиба, выделяемого по поверхности кристаллического фундамента и рифейско-нижневендским отложениям. В мощностях отложений этажа находит отражение северо-восточная часть Белорусской антеклизы — Вилейский погребенный выступ. Более четко выделилась Белорусская антеклиза, в осевой части которой фундамент, возможно, выступал на поверхность. От сводовой части антеклизы он погружался к северу и северо-западу в сторону юго-восточных склонов Балтийской синеклизы и на восток в сторону Московской синеклизы. В эту стадию приобрели форму, близкую к современной, Приоршанская моноклиналь, Оршанская и Подлясско-Брестская впадины. Там, где по поверхности фундамента ранее обособились Витебская мульда Оршанской впадины, Гжатский грабен, Торопецко-Вяземский прогиб, Нелидовский и Ярцевский выступы, западная периклиналь Воронежской антеклизы, в эмско-среднефранскую стадию сформировалась моноклиналь, наклоненная на северо-восток к осевой части Московской синеклизы. Позднее ее структурный план не претерпел существенных изменений. Отмечается лишь некоторое смещение со временем оси максимального прогибания в северо-восточном направлении. Конфигурация структур по поверхности фундамента существенно не изменилась, лишь глубина залегания увеличилась на 300—350 м.

Наиболее значительное влияние тектонические движения стадии оказали на структуру поверхности фундамента новообразованного Припятского прогиба. Более активно прогибалась западная часть, где накопились отложения этажа мощностью 300—350 м и обособилась Западно-Припятская депрессия и структуры второго порядка: Туровская мульда на юге, Клецко-Столинская мульда и Глусская зона опусканий на севере.

В целом Припятский прогиб был вытянут в субширотном направлении и осложнен зонами локальных поднятий и опусканий, структурными носами и заливами амплитудой в первые десятки метров. Западный борт прогиба был более крутой (градиент наклона достигал 5—11 м/км), восточный — пологий (5 м/км). На склонах сопредельных седловин мощности отложений этажа сокращаются и отмечаются изменения фаций.

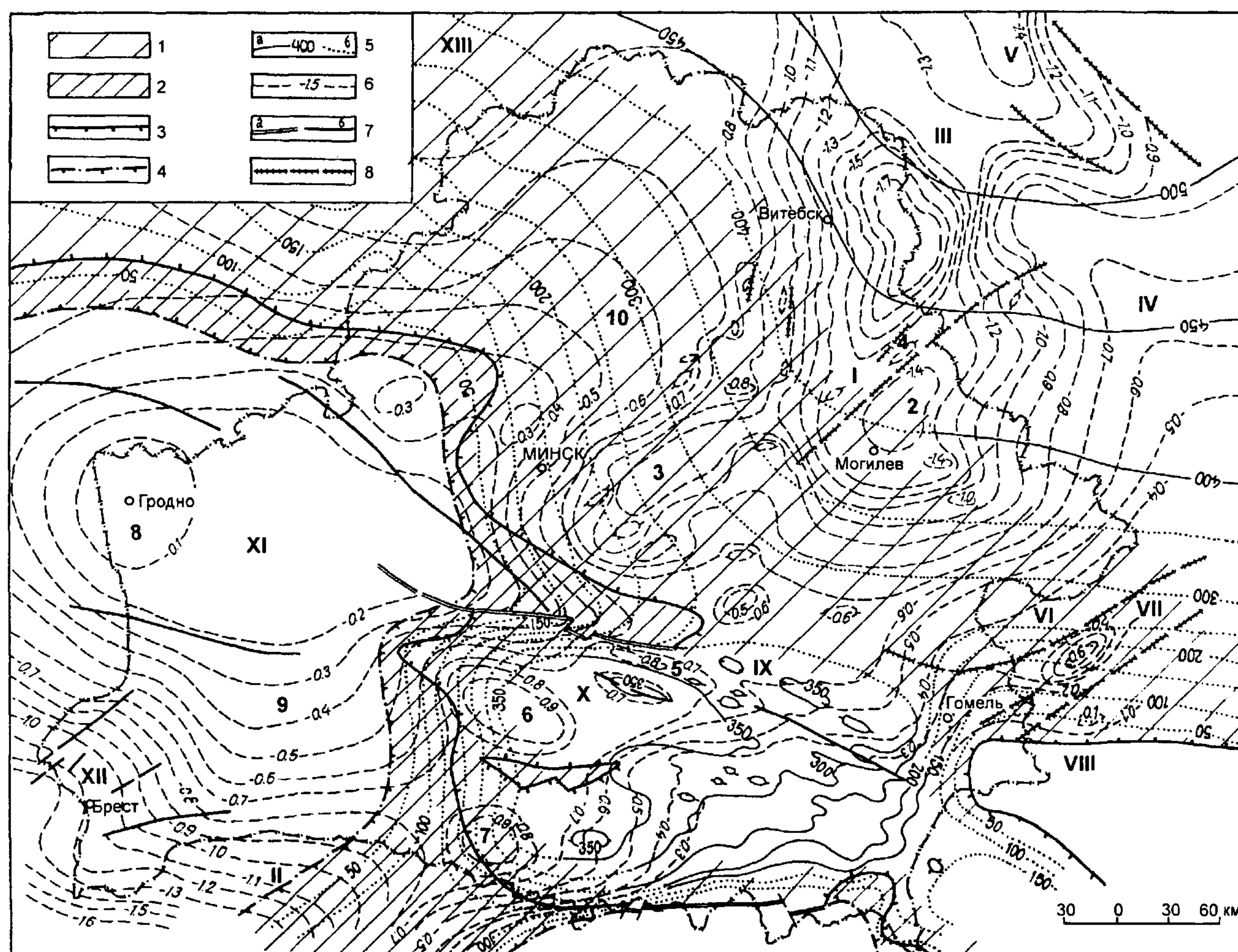


Рис. 10.5. Палеотектоническая карта Беларуси к началу рифтовой стадии (предпозднефранское время позднего девона). Составили И.В. Климович, Т.Н. Гузанова, Т.Ф. Ноготова.

Площади постседиментационных размывов эмско-среднефранских отложений: 1 — слабых (неглубоких), 2 — сильных (глубоких); 3 — граница современного распространения отложений; 4 — палеограницы распространения отложений; 5 — палеоизопахиты, м: а — рассматриваемого отрезка времени, б — то же восстановленные на площадях постседиментационных размывов; 6 — палеоизогипсы, м; 7-8 — разломы: 7 — конседиментационные (а — региональные, б — прочие), 8 — погребенные. Структуры поверхности фундамента: I — Оршанская впадина (1 — Витебская мульда, 2 — Могилевская мульда, 3 — Червенский структурный залив, 4 — Центрально-Оршанский горст); II — Волынская впадина; III — Велижская седловина; IV — Ярцевский выступ; V — Торопецкий залив; VI — Суражский выступ; VII — Клинцовский грабен; VIII — Гремячский выступ; IX — Припятская моноклиналь; X — Слуцко-Солигорская седловина (5 — Глусская зона опусканий, 6 — Клецко-Столинская мульда, 7 — Туровская мульда); XI — Белорусская антеклиза (8 — Гродненско-Мостовский выступ, 9 — Ивацевичский выступ, 10 — Вилейский выступ); XII — Подлясско-Брестская впадина; XIII — Балтийская синеклиза.

В целом для Припятского прогиба на первой эмско-среднефранской стадии герцинского этапа — стадии ранней синеклизы характерны следующие особенности: 1) территория Припятского прогиба оставалась составной частью Московской синеклизы, ее слабое обособление по платформенному чехлу наметилось лишь к концу стадии; 2) изменение основных типов пород (терригенных, хемогенных, биогенных карбонатных) отражает крупный цикл осадконакопления, характерный для мелководного трансгрессирующего платформенного бассейна; 3) небольшие мощности формаций (соответственно до 115, 220, 90 м) и их крайне незначительная дифференциация по площади типичны для синеклиз; 4) по поверхности фундамента Припятский прогиб оставался незамкнутым и имел форму сложной моноклинали, наклоненной к северо-западу; 5) новообразованные структуры чехла представлены малоамплитудными валообразными поднятиями и синклинальными зонами субширотного простирания, обязанными своим формированием малоамплитудным подвижкам по разломам, отражавшимся флексурами в платформенном чехле (Тектоника Белоруссии, 1976).

Позднефранско-фаменская рифтовая стадия

На позднефранско-фаменской стадии развития западная часть региона оставалась, в основном, приподнятой, испытывая слабодифференцированные поднятия. Лишь в Подлясско-Брестской впадине, в пределах Луковско-Ратновского выступа, очевидно, происходили интенсивные блоковые, преимущественно восходящие движения по разломам субширотного простирания. В результате подвижек по ним в позднем девоне протерозойские и нижнепалеозойские породы в пределах многочисленных, наклоненных в разные стороны блоков были глубоко размыты и позднее перекрыты мезозойскими отложениями.

Прогибалась восточная часть территории, где выделяются две тектонические области, принципиально различающиеся интенсивностью формирования и амплитудой новообразованных структур — Припятский прогиб и западный моноклинальный склон Московской синеклизы.

В позднефранско-фаменское время в северо-восточном сегменте региона продолжала формироваться моноклиналь, наклоненная к северо-востоку, в сторону осевой части Московской синеклизы и наложенная на древние погребенные структуры. Наложенный характер этой среднепалеозойской центриклинали Московской синеклизы не изменился и позднее, в мезозойское время, происходило лишь направленное смещение оси максимального прогибания к северо-востоку.

Припятский грабен как центриклинальная северо-западная часть Припятско-Донецкого авлакогена сформировался в течение позднефранско-фаменской рифтовой стадии. В результате интенсивных блоковых движений по разломам и проявления галокинеза в двух соленосных толщах в течение этой стадии, в основном, сформировалась сложная пликативно-блоковая структура девонских и подстилающих рифейско-вендских отложений платформенного чехла.

Предречицкая граница явилась рубежом, отделившим стадию относительно спокойного развития Припятского прогиба (стадию ранней предрифтовой синеклизы) от стадии интенсивного прогибания и формирования грабена (Макаревич, 1971; Урьев, 1972; Айзберг, Кислик, Лупинович и др., 1974).

Верхняя граница стадии определяется неоднозначно, она последовательно удревнялась, менялись границы фаз и подфаз, на которые подразделяется рифтовая стадия. Вначале (Айзберг, Кислик, Лупинович и др., 1974; Тектоника Белоруссии, 1976) выделялась позднефранско-среднетриасовая стадия рифтового грабена в составе четырех фаз: ранней (поздний фран), средней, зрелой или главной (фамен-турне), поздней (турне-ранняя пермь) и заключительной (поздняя пермь-средний триас). Следовательно, верхняя граница рифтовой стадии проводилась на границе среднего и позднего триаса. Позднее эта схема изменялась и усложнялась. Так, граница ранней и средней фаз рифтового грабена была опущена и средняя фаза начиналась с накопления верхнефранской соленосной формации, в средней стадии были выделены ливенско-елецкая и елецко-озерско-хованская, а в поздней — турнейско-московская и позднекаменноугольно-раннепермская подфазы (Тектоника Припятского прогиба, 1979; Палеотектоника Белоруссии, 1983). Затем в геодинамической эволюции Припятского палеорифта был выделен рифтовый подэтап, охватывающий время от позднего франа до ранней перми, и послерифтовый — поздняя пермь, при этом в рифтовом подэтапе были выделены стадия сосредоточенного расширения — деструктивная (средний фран-поздний карбон) и стадия сжатия — конструктивная (поздний карбон-ранняя пермь). Следовательно, верхняя граница рифтовой стадии или подэтапа была опущена с границы среднего и позднего триаса на границу ранней и поздней перми (Айзберг, 1986; Геология и нефтегазоносность запада ..., 1997). Для Припятско-Днепровско-Донецкого авлакогена верхняя граница рифтовой стадии и стадии наложенной синеклизы была принята в середине визе (Конищев, 1982_2). В Днепровско-Донецком прогибе украинскими геологами рифтовая стадия обычно завершается в ранневизейское время, а с поздневизейского начинается стадия наложенной синеклизы, поскольку нижневизейские, турнейские и девонские отложения развиты лишь в пределах Днепровского грабена, а верхневизейские и более молодые отложения выходят на борта прогиба, где залегают на породах фундамента. В ряде случаев на бортах прогиба были встречены доверхневизейские каменноугольные отложения и это дает основание считать, что они отлагались на бортах прогиба, но были почти полностью размыты в предпоздневизейское время. В связи с этим некоторые украинские исследователи (Геология и нефтегазоносность ..., 1989) теперь выделяют позднедевонский рифтовый этап и каменноугольно-раннепермский синеклизно-миогеосинклинальный этап, который начинается турнейско-ранневизейским рифтово-синеклизным подэтапом.

В Припятском прогибе также необходимо опустить границу рифтовой стадии и стадии поздней наложенной синеклизы на границу девона и карбона (Конищев, 1999). Эта точка зрения подтверждается изучением темпов погружения Припятского прогиба и истории развития разломов. Со снятием влияния недокомпенсации, перекомпенсации, галокинеза и суброзии были рассчитаны скорости погружения для девяти участков, расположенных в разных частях прогиба, и построена диаграмма скорости погружения и осадконакопления (рис. 10.6). Скорости погружения увеличились от 5—38 м/млн лет в стадию ранней синеклизы до 24—134 в речицко-евлановскую раннюю фазу рифтовой стадии,

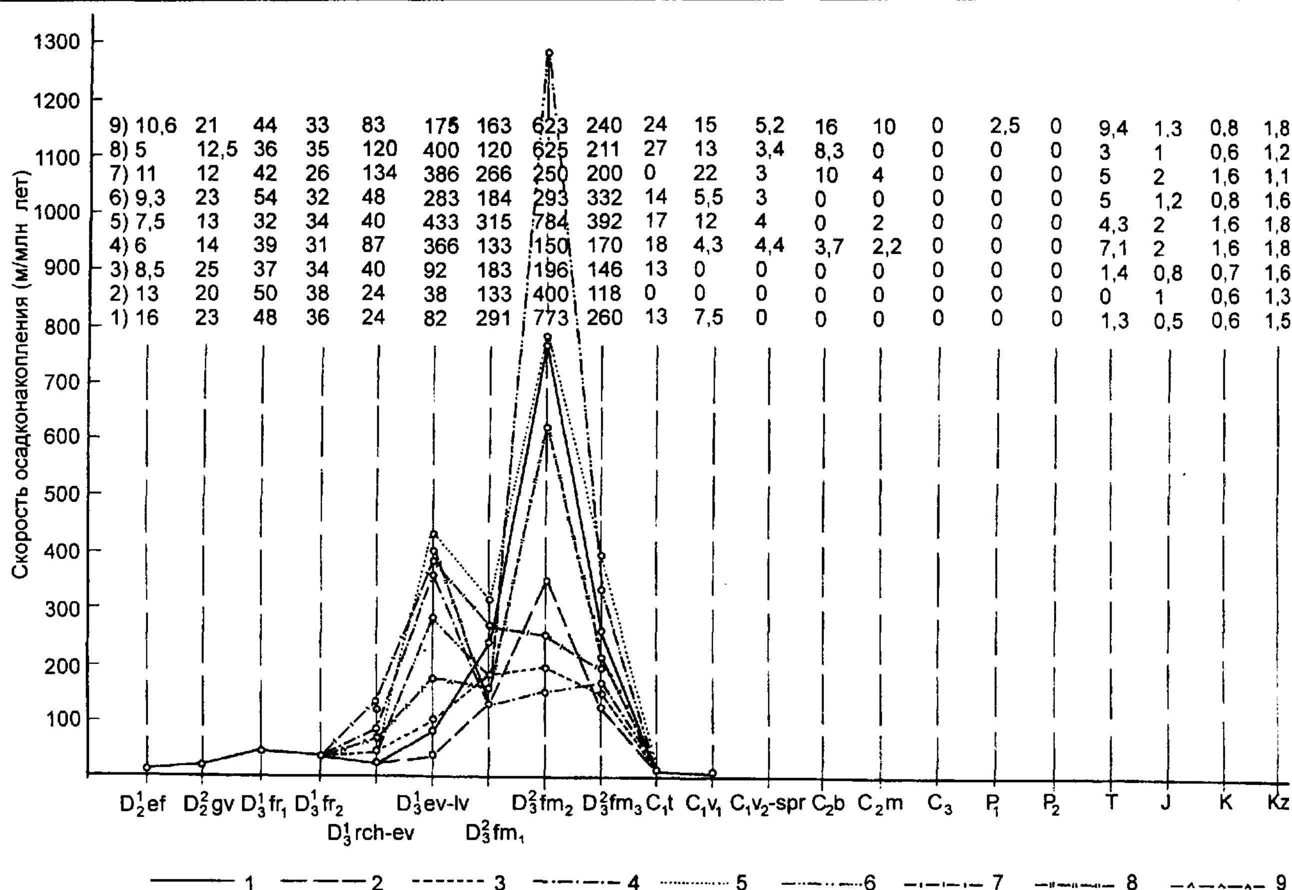


Рис. 10.6. Диаграмма скорости погружения и осадконакопления в Припятском прогибе: в Туровской центриклинали (1), в Старобинской центриклинали (2), в западной части Центральной структурной зоны (3), на Хойникском выступе (4), в южной погруженной части Наровлянско-Ельской ступени (5), в северной погруженной части Речицко-Шатилковской ступени (6), в северо-восточной части прогиба (7), в Центральной структурной зоне на Заозерном (8) и Березинском (9) межкупольных поднятиях. Составил В.С. Конищев.

до 38—433 в евлановско-ливенскую подфазу главной фазы рифтовой стадии во время накопления верхнефранской соленосной толщи, затем снизились до 120—315 в домановичско-петриковскую подфазу при накоплении межсолевых отложений, резко (до 150 — 784) увеличились в лебедянско-стрешинскую подфазу главной фазы при накоплении верхней, фаменской соленосной толщи и затем довольно резко снизились до 118—392 м/млн лет в заключительную полесскую фазу при накоплении надсолевых девонских отложений. Но наиболее резкий спад темпов погружения (на порядок и более) отмечается с турнейского времени (до 0—27 м/млн лет), когда скорости погружения оказались даже меньше, чем в стадию ранней синеклизы. Этот резкий спад тектонической активности фиксирует переход от рифтовой стадии к стадии наложенной синеклизы. Позднее, в стадию наложенной синеклизы темпы погружения продолжали снижаться до 0—22 м/млн лет в раннем визе, 0—5,2 в позднем визе и в серпуховское время, до 0—16 в башкирский и до 0—10 м/млн лет в московский век среднего карбона, в позднем карбоне погружение не происходило, 0—2,5 м/млн лет в ранней перми, в поздней перми погружение не отмечалось, несколько увеличились темпы погружения (0—9,4 м/млн лет) в триасе, юре, мелу и кайнозое.

Этот вывод подтверждается изучением истории развития разломов. Скорости подвижек по разломам снизились от 400 м/млн лет и более в лебедянско-стрешинскую подфазу главной фазы рифтовой стадии и 60 в заключительную полесскую фазу рифтовой стадиии до 30 в турне и раннем визе, до 1,5 в позднем визе и 5 м/млн лет в серпуховский век, в среднем, позднем карбоне и перми. Достаточно высокие скорости подвижек по разломам в турне-раннем визе позволяют выделять турнейско-ранневизейскую фазу стадии наложенной синеклизы как переходную рифтово-синеклизную, как это сделано для Днепровско-Донецкого прогиба.

В составе рифтовой стадии выделяются ранняя речицко-евлановская фаза, средняя (зрелая или главная) евлановско-стрешинская и поздняя полесская.

Речицко-евлановская ранняя фаза рифтового грабена характеризуется заложением рифтовых раз-

ломов и последовательным нарастанием темпов погружения. Она подразделяется на две подфазы: речицкую подфазу тектономагматической активизации и воронежско-евлановскую подфазу слабого начального рифтогенеза.

Речицкая подфаза тектономагматической активизации может рассматриваться в качестве начала рифтовой стадии, хотя в эту подфазу активного рифтогенеза и интенсивного дифференцированного по разломам погружения еще не было. Речицкие (алатырские или бурегские) туфогенно-глинистые пестроцветные морские отложения несогласно, с размывом перекрывают семилукские морские карбонатные, при этом мощность их сокращается с востока на запад от 70 м до полного их отсутствия в средней части прогиба, на западе они также отсутствуют. Это свидетельствует о наступлении морской трансгрессии с востока со стороны Днепровско-Донецкого прогиба, на что указывает и омоложение их подошвы к западу. Отложения накапливались в мелководных морских условиях, в самом начале трансгрессии соленость была пониженной, а затем достигла нормально-морской. Первой фазе трансгрессии отвечает подвижность окислительно-восстановительного раздела, вызвавшая полную или частичную красноцветность пород. Туфогенный материал в бассейн осадконакопления поступал, вероятно, с востока и с севера воздушным путем.

Характер регионального изменения мощностей речицких отложений типичен уже для рифтовой стадии, поскольку мощности семилукских и более древних образований стадии ранней синеклизы в целом увеличиваются на северо-запад, а мощности отложений рифтовой стадии, начиная с речицких, нарастают к востоку. Именно исходя из особенностей распределения мощностей и появления в породах примеси вулканогенного материала, и было принято начинать рифтовую стадию с речицкого (алатырского или бурегского) времени.

Однако заметных изменений мощностей речицких отложений по разломам, свидетельствующих о начале активных подвижек по ним, не отмечается. Так, мощности речицких отложений в поднятых и опущенных крыльях Северо-Припятского краевого и Глусско-Березинского сопутствующего разломов на Ковчицкой, Кнышевичской, Судовицкой, Березинской площадях равны, что указывает на отсутствие подвижек по этим разломам в речицкое время. Лишь на востоке на Хатецкой и Озерщинской площадях мощности в опущенном крыле Северо-Припятского краевого разлома на 6 и 11 м больше, чем в поднятом, и это может свидетельствовать о начале небольших подвижек по разлому. Очевидно, рифтогенез, начавшись в Донбассе в среднем девоне, последовательно продвигался на запад и в речицкое время достиг северо-восточной части современного Припятского прогиба.

В пределах Северо-Припятского плеча и расположенной севернее Жлобинской седловины геофизическими работами выявлены и бурением изучены десятки диатрем, выполненных щелочно-основными породами. Они прорывают семилукские и более древние отложения, содержат их включения и перекрыты речицкими осадочными породами. Они контролируются разломами северо-западного простирания, которые могут быть продолжением Северного краевого разлома Днепровского грабена. По-видимому, произошло внедрение на коровый ярус геодинамической системы продуктов глубинной дифференциации вещества мантии, образование подкорового астенолита, растрескивание свода Сарматского щита и внедрение этого вещества по трещинам в речицкое время с образованием диатрем, но еще без заметных подвижек по разломам, погружения рифта и собственно рифтогенеза. Поэтому речицкую подфазу можно считать подфазой тектономагматической активизации, начинающей рифтовую стадию. В эту подфазу Северо-Припятское плечо было составной частью Припятского прогиба.

Воронежско-евлановская подфаза слабого начального рифтогенеза сопровождалась накоплением сульфатно-карбонатной формации, площадь распространения которой увеличивается по сравнению с подстилающей речицкой за счет расширения бассейна в западном направлении. На севере бассейн продолжался в сторону Московской синеклизы, однако позднее к северу от прогиба отложения формации были размыты и сохранились лишь в крайней восточной части Беларуси, где в узкой полосе шириной 10—13 км их мощность не превышает 7—10 м. На востоке формация продолжалась в Днепровско-Донецкий прогиб, где во время ее накопления происходила активная вулканическая деятельность. Украинский щит воздымался и служил источником сноса обломочного материала, что привело к появлению в разрезе обломочного материала, основная часть которого приурочена к южной части Припятского прогиба. Западная суша как активный источник кластического материала себя не проявляла.

Воронежско-евлановская сульфатно-карбонатная формация унаследовала от подстилающей характер распределения мощностей: ее мощность увеличивается к востоку до 320 м и более; таким образом, распределение ее мощностей типично для рифтовой стадии. В воронежское время на большей части территории существовал режим неглубокого моря с нормальной соленостью. Но вверх по разрезу и в восточном направлении возрастает тонкослоистость и темноцветность пород, что свидетельствует об углублении бассейна, со второй половины воронежского времени началась садка сульфатов, а с евлановского времени — каменных солей. Они накапливались в регрессивные стадии седиментационных циклов в наиболее погруженных частях бассейна,

образованных в процессе дифференцированного недокомпенсированного прогибания в результате периодической изоляции бассейна на востоке тектоническими и вулканическими порогами.

Припятский прогиб в эту подфазу еще не был замкнутой отрицательной структурой по поверхности фундамента, на большей его части эта поверхность была наклонена к северу и северо-западу. Однако в раннюю речицко-евлановскую фазу рифтогенеза уже заложились основные разломы и основные структурные элементы Припятского палеорифта и всего Припятского пояса рифтогенеза, в том числе ограничивающие Припятский палеорифт Северо-Припятский и Южно-Припятский краевые разломы мантийного заложения, Червонослободско-Малодушинский мантийный разлом, расчленяющий Припятский палеорифт на Внутренний грабен и Северную зону ступеней; Речицко-Вишанский мантийный разлом, разделяющий Северную зону ступеней на Речицко-Шатилковскую и Червонослободско-Малодушинскую ступени; Азерецко-Великоборский, Шестовичско-Гостовский и Буйновичско-Наровлянский ступенеобразующие разломы корового заложения, расчленяющие Внутренний грабен на Заречинско-Великоборскую, Шестовичско-Сколодинскую, Наровлянско-Ельскую тектонические ступени. По-видимому, наметилась Петриковско-Хобнинская зона осевых погруженных выступов и периклиналей, на западном продолжении которой формировался Микашевичско-Житковичский выступ, ограниченный с юга Микашевичским разломом, хотя по мощностям формации они еще заметно не выделяются. Как показывает материал по Глусско-Березинскому разлому, со второй половины воронежско-евлановской подфазы начали формироваться сопутствующие основным Глусско-Березинский, Оземлинско-Первомайский, Дубровско-Ельский, Выступовичский и другие разломы. Вдоль разломов формировались зоны приразломных поднятий и опусканий, а также осложняющие их локальные блоковые и отраженные блоково-пликативные и пликативные структуры.

Разломы, ограниченные и контролируемые ими структуры формировались в процессе растяжения земной коры над глубинным мантийным астенолитом и ее листрического раскалывания. Механизм формирования крупных блоковых структур Припятского палеорифта в условиях листрического раскалывания земной коры можно представить следующим образом. По криволинейным плоскостям скольжения листрических разрывов происходило смещение блоков земной коры. В процессе погружения конусообразные основания блоков смещались к центру растяжения (под центральной частью прогиба), а их верхние горизонтальные плоскости опрокидывались в противоположные стороны за счет вращательной составляющей смещения, обусловленной криволинейностью плоскостей скольжения (отсюда задирание вверх обращенных к центру прогиба краев блоков и наклон их поверхностей на север и на юг от его осевой линии). В условиях вращения поверхностей блоков в разные стороны от оси прогиба возникали расширяющиеся вверх расколы, что приводило к возникновению дополнительных листрических и прямолинейных расколов, оперяющих глубинные (Айзберг и др., 1988). В результате разломы формировались как широкие зоны дробления, при этом со временем откалывались блоки как от поднятых, так и от опущенных крыльев разломов. Эти процессы происходили, в основном, в главную фазу рифтовой стадии во время фаменского соленакопления. В результате откалывания блоков от поднятых крыльев разломов большой амплитуды блоки с межсолевыми рифогенными отложениями, накопившимися в поднятых крыльях разломов в условиях небольших глубин бассейна, находятся в опущенных крыльях разломов на одном уровне с депрессионными отложениями, накопившимися в опущенных крыльях разломов в глубоководных условиях.

Наряду с движениями по рифтовым разломам субширотного простирания на рифтовой стадии происходили движения по поперечным разломам северо-восточного простирания доплатформенного заложения: Малынско-Туровскому, Первомайско-Заозерному, Пержанско-Симоновичскому и Лоевскому. Они разделяют Припятский палеорифт на поперечные структуры второго порядка (Западный, Центральный и Восточный сегменты) и отделяют его на востоке от Брагинско-Лоевской седловины.

Все или значительная часть этих структур заложились в раннюю речицко-евлановскую фазу рифтогенеза, но, в основном, они формировались в последующую среднюю, главную фазу рифтовой стадии. В первую фазу рифтовой стадии амплитуды подвижек по разломам составляли десятки, реже первые сотни метров и в платформенном чехле они проявлялись как флексурами, так и разрывными смещениями, однако разломы играли еще подчиненную роль в строении прогиба, осложняя пликативные структуры. Поскольку структуры чехла формировались как приразломные надблоковые над асимметричными односторонними блоками фундамента, они были также асимметричными, их крутые крылья по мере усиления движений по разломам последовательно разрывались снизу вверх и, как правило, с востока на запад, поскольку рифтогенез последовательно продвигался в западном направлении.

Так, по Северо-Припятскому краевому разлому для воронежского времени наиболее значительная амплитуда вертикальных смещений установлена на востоке на Озерщинской площади (77 м), к западу она уменьшается до 29 м на Решетниковской и 12 м на Хатецкой площадях, а на Березинской и Судовицкой площадях подвижек по разлому еще не было (рис. 10.7). При

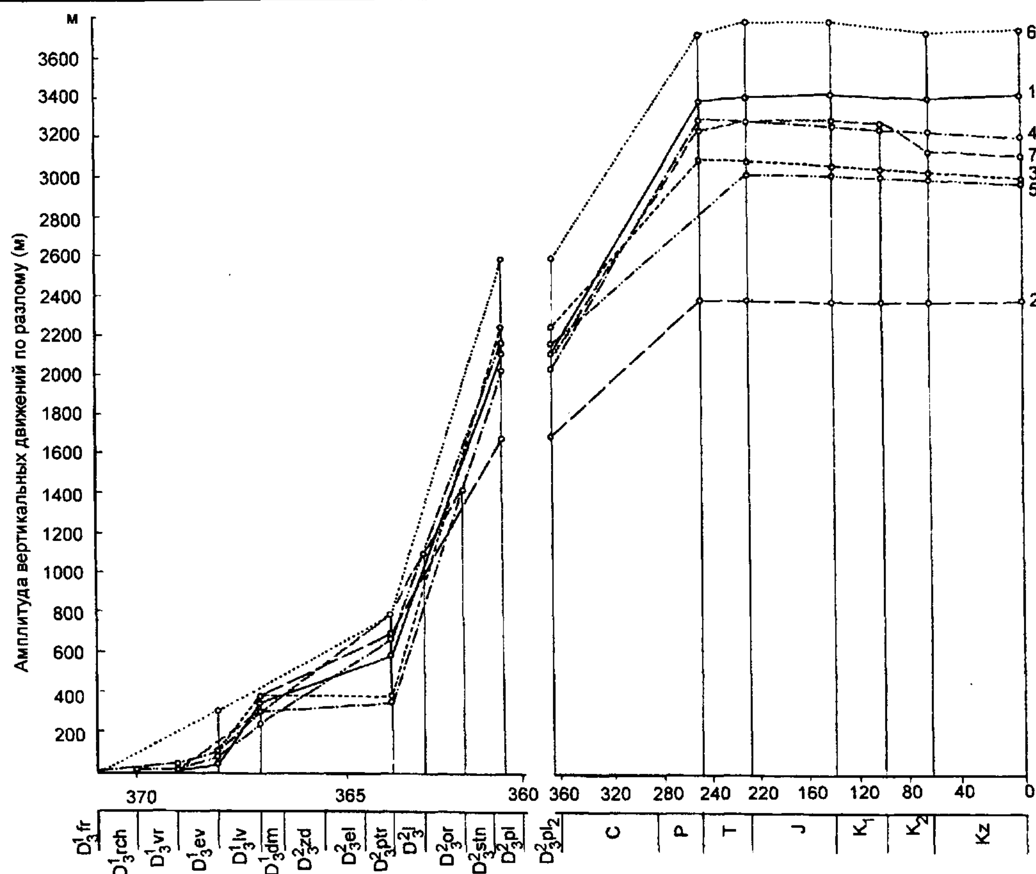


Рис. 10.7. Диаграмма вертикальных движений по Северо-Припятскрму краевому разлому на Судовицкой (1), Березинской (2), Озерщинской (3), Хатецкой (4), Решетниковской (5), Копанской (6), Пионерской (7) площадях. Составил В.С. Конищев.

накоплении подсолевых евлановских отложений вертикальные смещения по Северо-Припятскому краевому разлому продвинулись в западном направлении: амплитуда их составила 37 м на Озерщинской, 50 — на Решетниковской, 76 — на Хатецкой, 70 — на Березинской и 40 м — на Судовицкой площадях. Скорость подвижек составляла 12—77 и 37—76 м/млн лет соответственно в воронежское и евлановское время (рис. 10.8) или в среднем 33 м/млн лет в течение фазы. Общая амплитуда подвижек по Северо-Припятскому краевому разлому в течение этой фазы составляет 40—114 м или 1,2—3,8 % всей его амплитуды. Это дает представление о значении ранней речицко-евлановской фазы рифтовой стадии в формировании современной блоковой структуры поверхности фундамента и чехла Припятского прогиба. Очевидно, был выражен Южно-Припятский краевой разлом, амплитуда движений по которому была значительно больше, так как он, в отличие от Северо-Припятского краевого разлома, вероятно, был границей седиментационного бассейна.

Амплитуда подвижек по Речицко-Вишанскому разлому составляла 10—50 м (1,0—2,5 % всей амплитуды) (рис. 10.9) и возрастала на востоке до 100 м. Вдоль разлома в поднятой южной части Речицко-Шатилковской ступени формировался асимметричный палеовал, его южное флексурообразное крыло на востоке к концу фазы, по-видимому, было разбито разрывным нарушением. Северное крыло вала было относительно пологим. В пределах вала формировались локальные поднятия на Мармовичской, Давыдовской, Сосновской, Осташковичской, Речицкой и других площадях. В погруженной части ступени вдоль Оземлинско-Первомайского разлома-спутника формировались Чернинский и Первомайский палеовалы.

В результате подвижек по Червонослободско-Малодушинскому разлому на западе формировался Червонослободский палеовал в виде асимметричного субширотного структурного носа, раскрывавшегося на запад, с амплитудой около 80 м по южному крылу. На востоке формировался Малодушинский палеовал и осложняющие его Надвинская, Барсуковская, Малодушинская, Золотухинская и другие антиклинали и брахиантиклинали с крутыми южными крыльями, осложненными малоамплитудными сбросами. С юга и севера к палеовалам примыкали синклинальные зоны.

В южной части прогиба к концу речицко-евлановской фазы четко наметился Наровлянский приразломный вал и Ельская синклинальная зона глубиной до

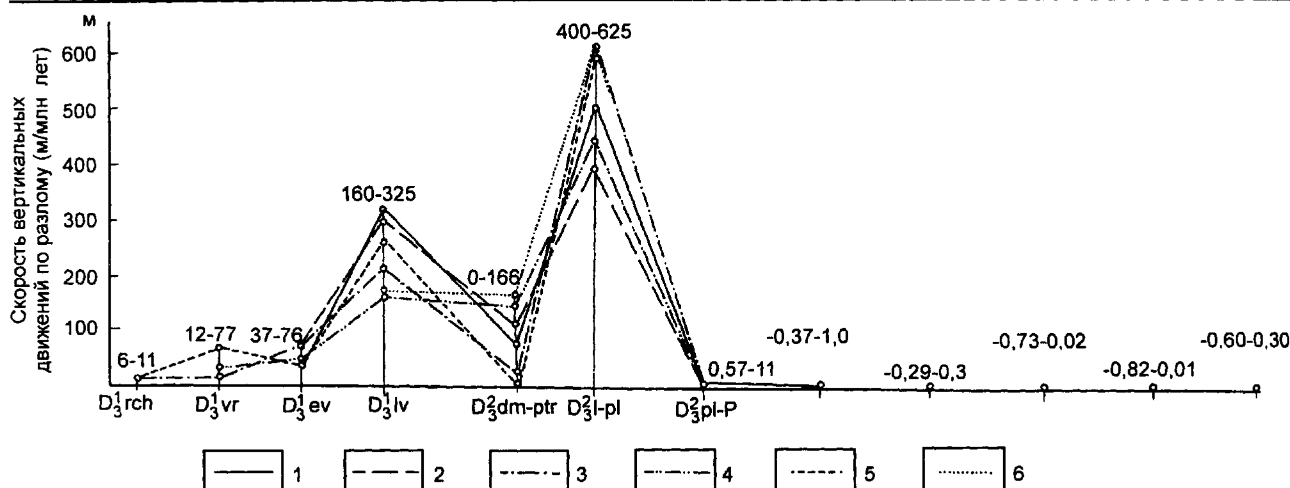


Рис. 10.8. Диаграмма скорости вертикальных движений по Северо-Припятскому краевому разлому на Судовицкой (1), Березинской (2), Озерщинской (3), Хатецкой (4), Решетниковской (5), Копанской (6), Пионерской (7) площадях. Составил В.С. Конищев.

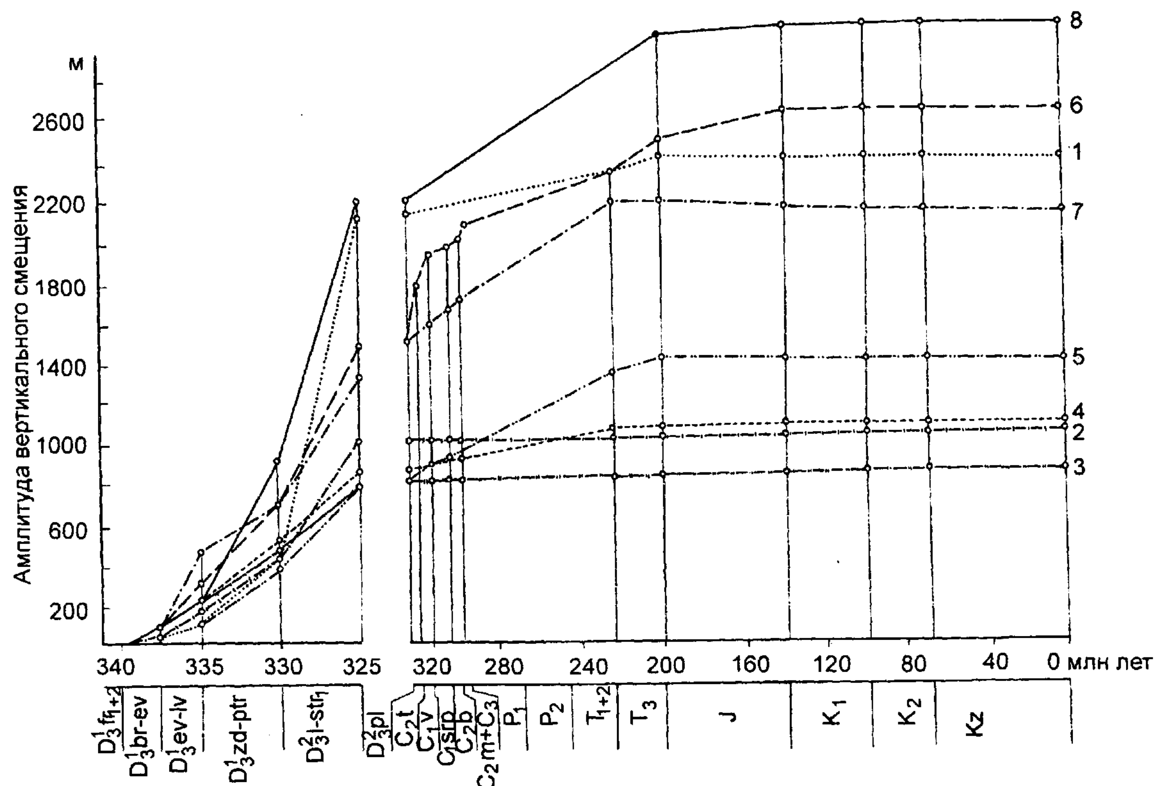


Рис. 10.9. Диаграмма вертикальных движений по Речицко-Вишанскому разлому на Восточно-Дроздовской (1), Борисовской (2), Малынской (3), Вишанской (4), Давыдовской (5), Осташковичской (6), Тишковской (7), Речицкой (8) площадях. Составил В.С. Конищев.

100 м. Северное крыло вала было нарушено Буйновичско-Наровлянским разломом. Вал был осложнен брахиантиклиналями (Стреличевская, Восточно-Наровлянская, Наровлянская, Кустовницкая и другие) амплитудой до 100 м. К северу от вала формировалась приразломная Преднаровлянская синклинальная зона.

В центре прогиба наметилась Омельковщинская приразломная антиклиналь, Хобнинская и Гороховская приразломные антиклинали формировались к западу от нее. Копаткевичская, Шестовичская и Сколодинская зоны приразломных поднятий к концу фазы имели форму малоамплитудных структурных носов, погружав-

шихся на восток и осложненных единичными брахиантиклиналями (Тектоника Припятского прогиба, 1979).

Средняя (зрелая, главная) фаза рифтового грабена приурочена ко времени накопления верхнефранской галогенной галитовой, межсолевой терригенно-сульфатно-карбонатной и фаменской калиеносно-галитовой, а также сопряженной с ними щелочно-ультраосновной—щелочно-базальтоидной формаций. Для фазы характерно: 1) максимальное по масштабам проявление основного магматизма и галогенеза; 2) максимальные мощности отложившихся формаций (соответственно 1140, 800, более 2000 м); 3) формирование высокоамплитудных многосотметровых разломов преимущественно сбросового типа; 4) образование сложной пликативно-блоковой и блоково-пликативной структуры; 5) широкое проявление галокинеза в двух соленосных толщах, что определило существенно пликативную дислоцированность соленосных и покрывающих отложений (Тектоника Белоруссии, 1976).

Зрелая фаза рифтовой стадии может быть подразделена на три подфазы: евлановско-ливенскую, домановичско-петриковскую и лебедянско-стрешинскую, соответствующие времени накопления нижней соленосной, межсолевой и верхней соленосной толщ.

Евлановско-ливенская подфаза активного рассеянного рифтогенеза ознаменовалась резким усилением дифференцированного по разломам погружения и полным территориальным обособлением Припятского палеорифта, накоплением в его пределах и в юго-восточной части Северо-Припятского плеча мощной верхнефранской соленосной толщи, проявлением вулканизма в северной части Брагинско-Лоевской седловины, на сопредельной территории Припятского прогиба и Гомельской структурной перемычки и накоплением щелочно-ультраосновной—щелочно-базальтоидной формации.

В евлановско-ливенскую подфазу рифтогенеза Припятский прогиб развивался по структурному плану, заложенному в предыдущую фазу рифтогенеза. Наиболее интенсивно прогибалась восточная, особенно юго-восточная часть прогиба, где накопилась галогенная формация мощностью 900 м и более. Западная часть прогиба отставала в погружении: к западу мощность формации сокращается до 100 м и менее, соляные пласты последовательно выклиниваются снизу вверх и сверху вниз к средней части толщи и соленосная литофация замещается терригенно-сульфатно-карбонатной. В результате к концу подфазы фундамент, погружавшийся ранее на запад, приобрел слабый общий наклон в восточном направлении.

Во время накопления евлановско-ливенской галогенной формации структура Припятского прогиба формировалась под влиянием активных блоковых подвижек по субширотным сбросам, заложившимся, в основном, в течение первой фазы рифтовой стадии, однако амплитуда подвижек резко возросла и большинство их отражались разрывами в консолидированных подсолевых отложениях.

В эту подфазу активно развивались краевые разломы Припятского палеорифта. Амплитуда вертикальных смещений по Северо-Припятскому краевому разлому составляла 325 м на Судовицкой, 300 — на Березинской, 217 — на Хатецкой, 260 — на Озерщинской и 160 м — на Решетниковской площадях (см. рис. 10.7). Амплитуда подвижек по разлому уменьшалась в восточном направлении, поэтому на востоке солеродный бассейн распространялся к северу от него в пределах Северо-Припятского плеча, а на западе краевой разлом служил границей солеродного бассейна и к северу от него отлагались лишь несолевые пласты во время высокого стояния бассейна. Амплитуда подвижек по краевому разлому в эту подфазу составляет 8,5% всей его амплитуды, а средняя скорость подвижек достигала 273 м/млн лет, что более чем на порядок превышает скорость подвижек в предыдущую раннюю речицко-евлановскую фазу рифтогенеза. Евлановско-ливенский пик рифтогенеза наиболее четко проявляется на диаграммах скорости движений по разломам (см. рис. 10.8), так как за ним следует спад скорости движений при накоплении низов межсолевых отложений.

Амплитуда подвижек по сопутствующему краевому Глусско-Березинскому разлому была несколько меньшей (100—125 м), что составляет 4—6 % всей амплитуды. Послойное сопоставление верхнефранской соленосной формации поднятого и опущенного крыльев Глусско-Березинского разлома показывает, что подвижки по разлому были конседиментационными.

Судить об истории развития Южно-Припятского краевого разлома трудно, поскольку отложения чехла отсутствуют в его южном поднятом крыле и четвертичные осадки залегают на породах кристаллического фундамента. Однако наличие в евлановско-ливенской соленосной формации вдоль южного борта прогиба грубообломочных пород дает основание предположить, что Южно-Припятский краевой разлом служил границей солеродного бассейна, а амплитуда подвижек по нему в евлановско-ливенскую подфазу рифтогенеза сопоставима с мощностью формации вдоль южного борта (122—234 м и более). Не меньшими были амплитуды подвижек по Выступовичскому разлому, если учесть, что мощность верхнефранской соленосной формации в Ельской синклинальной зоне превосходит 500 м.

Амплитуда вертикального смещения по Речицко-Вишанскому ступенеобразующему разлому в евлановско-ливенскую подфазу рифтогенеза изменяется от первых десятков до 400 м, что составляет 3—20 % всей амплитуды (см. рис. 10.9). Амплитуда движений по Червонослободско-Малодушинскому разлому оценивается

в 100—300 м (9—18 % амплитуды), по Азерецко-Великоборскому — в 100—200 (11—17 %), по Шестовичско-Гостовскому — в 100—300, по Сколодинскому — около 100, по Буйновичско-Наровлянскому — 100—200 (8—10 % амплитуды), по Дубровско-Ельскому — около 100 м. Приведенные цифры показывают, что к концу евлановско-ливенской подфазы активного рифтогенеза разломы и приразломные блоковые структуры были сформированы на $^1/_{10}$—$^1/_4$ современной амплитуды (Конищев, 1974_1, 1975).

В евлановско-ливенскую подфазу рифтогенеза параллельно с движениями по субширотным рифтовым разломам происходили активные подвижки по Малынско-Туровскому, Первомайско-Заозерному, Пержанско-Симоновичскому и Лоевскому древним разломам доплатформенного заложения, которые проявляли себя как широкие зоны дробления. В них поверхность фундамента и подсолевые отложения продольными и поперечными разломами разбиты на многочисленные мелкие блоки, которые не находят отражения в межсолевой толще. Особенно это характерно для районов, примыкающих к Лоевскому разлому: Брагинско-Лоевской седловины и восточной части Припятского прогиба. В связи с активным развитием в эту подфазу Лоевского разлома он является восточной границей евлановско-ливенской соленосной формации: к востоку от него в пределах Брагинского выступа она отсутствует, а на Лоевской седловине замещена вулканогенной.

В связи с формированием в евлановско-ливенскую подфазу рифтогенеза многочисленных субширотных и субмеридиональных разломов и мелкоблоковой структуры ее можно назвать подфазой рассеянного рифтогенеза. Многочисленные формировавшиеся в эту подфазу блоки отличаются мощностями верхнефранской соленосной толщи, при этом изменения мощностей послойные. В межсолевых отложениях большинство разрывов и блоков не прослеживается, их количество сокращается здесь на порядок по сравнению с подсолевым комплексом. В основном, это вызвано тем, что в последующие подфазы рифтогенез был не рассеянным, а сосредоточенным: подвижки по многочисленным мелким разрывам прекратились, а растяжение земной коры компенсировалось движениями по наиболее крупным, в основном, краевым и ступенеобразующим разломам.

Высокая тектоническая активность Припятского прогиба и Брагинско-Лоевской седловины предопределила своеобразие осадконакопления, в обстановке интенсивного дифференцированного по разломам прогибания накопились мощные формации: полициклическая галогенная галитовая в Припятском грабене и в юго-восточной части Северо-Припятского плеча и вулканогенная щелочно-ультраосновная—щелочно-базальтоидная на Лоевской седловине, на сопредельных территориях Припятского прогиба и Гомельской структурной перемычки.

В конце франского века в пределах Русской плиты существовал обширный эпиконтинентальный морской бассейн, в котором на фоне сменяющих друг друга трансгрессий и регрессий накапливались глинисто-известковистые и известковистые илы. В воронежское и раннеевлановское время началось засолонение Припятско-Днепровского бассейна и накопление сульфатов, а затем и каменной соли, в позднеевлановское и ливенское время бассейн стал солеродным. Это было связано с изоляцией бассейна: на севере свободному водообмену с эпиконтинентальным морем препятствовал Воронежский массив и Жлобинская седловина, которая служила зоной сатурации, на северо-западе бассейн был ограничен пологой Белорусской антеклизой, на западе — Полесской седловиной, а на юге — Украинским щитом.

В зависимости от характера питающей провинции внутри Припятского водоема происходила дифференциация осаждавшегося материала: хлориды натрия, сульфат кальция и карбонаты поступали вместе с морскими и континентальными водами, глинистый и частично карбонатный материал сносился с Белорусской антеклизы, а алеврито-песчаный поступал с Украинского щита и Микашевичско-Житковичского выступа. Исходным материалом при образовании некоторой части глинистого вещества являлся вулканический пепел.

Галокинез был вызван периодическим затруднением и прекращением связи Припятско-Донецкого бассейна с питающим на востоке, а также суббассейнов между собой через тектонические и вулканические пороги. Галокинез происходил пульсационно, неоднократно прерываясь сульфатно-глинисто-карбонатным осадконакоплением, что обусловило чередование в разрезе соленосной формации соляных и несолевых пачек. Ритм тектогенеза и вулканизма в пределах порогов определял ритм соленакопления.

Во время распреснения бассейна в результате восстановления его связи с питающим происходило глинисто-карбонатное осадконакопление, при этом темпы прогибания превышали скорости накопления осадков и создавались условия расчлененного относительно глубоководного бассейна. Этот рельеф контролировал распределение по площади солеродных лагун. При затруднении или прекращении связи солеродного бассейна с питающим устанавливался в результате испарения отрицательный баланс по воде, уровень бассейна снижался, акватория сокращалась, повышалась концентрация вод и происходила садка сульфатов, затем каменной, а в некоторых циклах и калийных солей на последовательно сокращавшейся площади в наиболее погруженных участках прогиба. Происходило заполнение солью топографических депрессий. Таким образом, тектонический режим (дифференцированное прогибание участков) контролировал характер распределения фаций, области накопления солей, их объемы, локальные кратковремен-

ные перерывы в осадконакоплении за пределами солеродных суббассейнов.

Акватория периодически возникавших на территории прогиба солеродных суббассейнов не оставалась постоянной. Максимальная площадь ее приходится на время образования средних ритмопачек формации, т. е. на конец евлановского времени, с ливенского времени началось постепенное сокращение области соленакопления, а при накоплении верхних ритмопачек солеродные суббассейны сохранились лишь на юго-востоке и отчасти в центре прогиба. Постепенно садка каменной соли здесь сменилась осаждением сульфата кальция и к концу франского века прекратилась на всей территории прогиба (Гарецкий, Кислик, Высоцкий и др., 1982).

Северо-западная и юго-западная части прогиба, а также его северное обрамление слабо прогибались, что определило преимущественно несолевой состав осадков и их небольшую мощность. Здесь осадконакопление происходило в мелководной зоне, обрамлявшей с севера и запада более глубоководный солеродный бассейн. Наибольшей мобильностью характеризовалась юго-восточная часть прогиба, где в позднеевлановское время зародился и наиболее длительно существовал солеродный бассейн.

Из 1,5 млн лет, потребовавшихся для накопления верхнефранской соленосной формации, преобладающая часть времени была затрачена на накопление несоляных отложений и лишь около 25 тыс. лет пошло на образование каменной соли. Несмотря на кратковременность собственно соленакопления, условия для жизнедеятельности организмов были неблагоприятными: начало соленакопления сопровождалось массовой гибелью организмов и они исчезли до окончания эпохи соленакопления. Только в краевых участках временами существовали водоросли, образующие строматолитовые постройки. Наряду с изолированностью бассейна и высокой соленостью вод это может быть связано с близостью к источникам вулканической деятельности (Гарецкий, Кислик, Высоцкий и др., 1982).

Извержения, проявившиеся в северо-восточной части Припятского прогиба и на Лоевской седловине, были трещинного и центрального типа и происходили как в подводных, так и надводных условиях. Пирокластический материал водными и воздушными потоками разносился по территории прогиба, где отлагался в рассеянном виде наряду с карбонатами, сульфатом кальция и терригенным материалом. На северо-востоке туфы и туффиты слагают значительный объем несолевых пород, иногда туфогенный материал распространялся на всю территорию прогиба, образуя пачки значительной (до 5 м) мощности (Корзун, Махнач, 1977).

Домановичско-петриковская подфаза главной фазы рифтовой стадии отвечает времени накопления межсолевой терригенно-сульфатно-карбонатной и частично сопряженной с ней щелочно-ультраосновной—щелочно-базальтоидной формаций.

Накопление терригенно-сульфатно-карбонатной формации началось в спокойных тектонических условиях: морская трансгрессия происходила в условиях выровненного рельефа поверхности галитовой формации. Мощности нижней части межсолевых отложений слабо дифференцированы по разломам, отложения в фациальном отношении довольно однородны и представлены преимущественно мелководными фациями. По мере накопления межсолевых отложений происходила все большая дифференциация мощностей и фаций как в результате активных блоковых подвижек, так и за счет разной степени компенсации погружения осадконакоплением.

В раннезадонское время в Припятском прогибе установился стабильный морской режим с дифференцированным характером осадконакопления, с хорошо аэрируемой, относительно теплой и нормально-соленой морской водой. Мощности нижнезадонских отложений изменяются от первых десятков до 200—250 м, при этом распределение мощностей в целом согласуется с субширотным планом преобладающей системы разломов. Меньшую мощность отложения имеют в западной краевой части бассейна, в приподнятых частях ступеней, а также в центре прогиба, где уже в раннезадонское время началось некомпенсированное прогибание. Отложения максимальной мощности накопились на севере и на юге прогиба в погруженных частях Речицко-Шатилковской и Наровлянско-Ельской ступеней.

На севере прогиба в пределах Речицко-Шатилковской и Червонослободско-Малодушинской ступеней в раннезадонское время накапливался преимущественно фитогенный комплекс карбонатных фаций как рифовых, так и предрифовых. Распространение этих фаций полностью контролировалось положением конседиментационных субширотных и некоторых оперяющих их разломов. В пределах поднятых крыльев разломов формировались ядерные (гребневые) и склоновые образования водорослевых органогенных построек, а в пределах погруженных — глубоководные депрессионные глинисто-битуминозные известняки и мергели с глубоководной фауной (тонкостворчатые пелециподы, тонкоребристые и гладкостворчатые остракоды и др.). Полосы онколитово-строматолитовых известняков и вторичных доломитов, сформированных в ядерных фациях, прослежены в пределах Березинской, Речицко-Вишанской и Червонослободской зон приразломных поднятий. Это биогермы, биостромы, биогермные и биостромовые массивы, реже (Осташковичская площадь) рифоидные массивы. Водорослевые калиптровые массивы встречены в пределах Малодушинской зоны приразломных поднятий. К югу от них развиты предрифовые, а к северу — зарифовые фации. На моноклинальных склонах Речицко-Шатилковской и западной части Малодушинско-

77. Зак. 5046.

Червонослободской ступени формировались калиптровые массивы, водорослевые (онколитовые и катаграфиевые) и брахиоподовые банки. На северо-западе в прибрежно-морских и шельфовых условиях накапливались глинисто-известняковые породы, иногда с алевритовой примесью, а также органогенно-детритовые известняки, получили развитие органогенные банки и карбонатные отмели. На северо-востоке прогиба накапливались известняки и мергели с прослоями переотложенных туфов и туффитов, сформированных в вулканогенно-шлейфовых фациях. Вулканическая деятельность здесь прекратилась в начале раннезадонского времени (Махнач, Москвич, Кручек и др., 1984).

На юге Припятского прогиба в узкой полосе, протягивающейся вдоль Украинского кристаллического массива, в прибрежных условиях и в обстановке ближнего шельфа накапливались глины, мергели и песчаные породы с гравелитами. Севернее в пределах Наровлянско-Ельской ступени в условиях дальнего шельфа накапливались карбонатные илы, мергели, глины, алевриты и пески, при этом по мере удаления от Украинского щита сокращалось содержание терригенного материала.

На юго-западе Припятского прогиба также накапливались терригенно-карбонатные породы дальнего шельфа, которые замещались более терригенными прибрежно-морскими отложениями к югу от Микашевичско-Житковичского выступа, служившего источником сноса обломочного материала.

В центре Припятского прогиба уже в раннезадонское время начала формироваться относительно глубокая некомпенсированная депрессия, окруженная шельфом с севера, запада и юга. Отложения этой депрессии формировались в глинисто-карбонатных фациях и представлены глинистыми известняками, мергелями и известковистыми аргиллитами с глубоководной фауной: тонкостенными пелециподами, остракодами, мелкими брахиоподами. Породы здесь преимущественно темноокрашенные, тонкослоистые, плитчато-оскольчатые и по облику напоминают доманик Восточно-Европейской платформы (Махнач, Москвич, Кручек и др., 1984).

Характер распределения мощностей и фаций раннезадонского времени сохранился и в позднезадонское время. Мощности верхнезадонских отложений изменяются от 50—100 до 240 м, при этом минимальные мощности характерны для западной краевой части прогиба, поднятых частей ступеней и центра прогиба, где сохранилась глубоководная некомпенсированная депрессия. С севера депрессия была обрамлена карбонатным, с запада терригенно-карбонатным, а с юга карбонатно-терригенным шельфом, так как в позднезадонское время поступление терригенного материала с Украинского щита было более интенсивным. В северной части прогиба продолжалось формирование органогенных построек, при этом в отличие от нижнезадонских верхнезадонские постройки более рельефны. Достаточно стабильный морской режим с хорошо аэрируемой относительно теплой морской водой нормальной солености был нарушен лишь в начале позднезадонского времени, когда соленость вод была повышена и отлагались сульфаты. Проявлений вулканизма в позднезадонское время не было.

В елецкое время зона некомпенсированного осадконакопления расширилась к северу от Речицко-Вишанского регионального разлома. На северо-востоке Припятского прогиба и на Лоевской седловине возобновилась вулканическая деятельность, что привело к формированию здесь мощной толщи вулканогенно-эффузивных образований. Усилился приток терригенного материала со стороны Украинского щита. В целом же характер осадконакопления оставался унаследованным от задонского времени. Северный карбонатный шельф был более углубленным и благоприятные условия для формирования биостромов, биогермов и органогенных банок сохранились лишь вдоль Северо-Припятского краевого и Речицко-Вишанского разломов. Глубоководная депрессия в центре прогиба не только расширилась, но и углубилась и ее отложения представлены тонким переслаиванием темноцветных мергелей, аргиллитов и глинистых известняков, в значительной степени окремненных, с планктонной фауной остракод, пелеципод, радиолярий, спикул губок, что сближает их с доманиковыми образованиями Волго-Уральской области. На юге прогиба в шельфовых и прибрежно-морских условиях накапливались преимущественно терригенные породы (пески и алевриты) с прослоями глин и мергелей. На западе прогиба в условиях шельфа, удаленного от источников сноса обломочного материала, преобладали известняки и глинистые известняки, лишь в южном обрамлении Микашевичско-Житковичского выступа в прибрежных условиях накапливались преимущественно песчано-алевритовые породы с прослоями мергелей и глин, реже известняков.

На Лоевской седловине елецкие отложения представлены, в основном, эффузивными породами и вулканическими туфами, туфобрекчиями и туффитами, продуктами подводных и надводных извержений центрального и трещинного типа. В северо-восточной части Припятского прогиба они переслаиваются с туфогенными аргиллитами, мергелями и органогенными известняками. На склонах вулканических конусов здесь формировались вулканические атоллы и биогермные массивы (Бескопыльный, 1982).

В петриковское время глубоководный некомпенсированный бассейн продолжал расширяться к северу и захватил также Речицко-Вишанскую ступень за исключением ее западной и восточной частей. Украинский щит на юге и Микашевичско-Житковичский горст на западе по-прежнему были основными источниками

терригенного материала. На северо-востоке в связи со спадом вулканической активности уменьшилось поступление туфогенного материала в бассейны осадконакопления.

На севере формирование органогенных построек типа биогерм и калиптров продолжалось лишь в зоне Северо-Припятского краевого разлома. В глубоководной депрессии накапливались глинисто-битуминозные известняки и доломиты с прослоями мергелей и глин, с обилием глубоководной фауны остракод, радиолярий, спикул губок. На юге прогиба в условиях шельфа и прибрежно-морской обстановки накапливались преимущественно терригенные породы, в том числе в подводных дельтах и барах. На западе преобладали органогенные известняки, глинистые известняки и мергели, вторичные доломиты с онколитами и строматолитами сине-зеленых водорослей, которые иногда создавали калиптровые постройки и онколитовые банки. Терригенные породы здесь широко развиты к югу от Микашевичско-Житковичского выступа. На северо-востоке прогиба накапливались органогенные известняки и мергели с онколито-строматолитовыми образованиями сине-зеленых водорослей и переотложенным вулканогенным материалом (Махнач, Москвич, Кручек и др., 1984).

Мощности елецко-петриковских отложений колеблются в широких пределах: от первых десятков до 750 м и более, однако наиболее характерны от 100 до 300 м. Минимальные мощности характерны для западной периферии прогиба, некомпенсированной депрессии и поднятых частей ступеней, большие мощности — для погруженных частей ступеней и особенно для юго-восточной погруженной части Наровлянско-Ельской ступени, Лоевской седловины и северо-востока прогиба (800—900 м), где в условиях перекомпенсации накапливались прибрежно-морские терригенные и вулканогенные отложения.

Во время накопления межсолевой терригенно-сульфатно-карбонатной и сопряженной с ее верхней елецкой частью щелочно-ультраосновной—щелочно-базальтоидной формации в процессе активных блоковых подвижек по разломам, продолжалось формирование Припятского прогиба и Брагинско-Лоевской седловины, а также осложняющих их ступеней, выступов, зон приразломных поднятий и опусканий, локальных структур по тектоническому плану, заложенному в начальную фазу стадии рифтового грабена.

Домановичско-петриковская подфаза главной фазы рифтовой стадии началась спадом тектонической активности, которая постепенно нарастала к концу подфазы. Это хорошо видно на диаграммах скорости подвижек по разломам (см. рис. 10.8).

Амплитуда движений по Северо-Припятскому краевому разлому во время накопления межсолевых отложений изменяется в широких пределах: от их отсутствия на Озерщинской площади и 75 м на Хатецкой до 130 м на Судовицкой и 270 на Березинской, 432 — на Решетниковской, 500 м — на Борховско-Копанской и Пионерской площадях. Значительная часть этой амплитуды приходится на конец подфазы, когда накапливались депрессионные петриковские отложения; при накоплении шельфовых домановичских, задонских и елецких отложений крупных подвижек по разлому не было. Это хорошо видно на примере сопутствующего краевому Глусско-Березинского разлома: на Ковчицкой площади в домановичское время подвижек по разлому не было, в задонское (8 м) и елецкое (7 м) время они были незначительными, основная амплитуда подвижек (117 м) приходится на предпетриковский перерыв в осадконакоплении.

Амплитуда вертикальных смещений по Речицко-Вишанскому субрегиональному разлому в домановичско-петриковское время возрастала в восточном направлении до 700 м. В эту подфазу разлом сформировался на 12—35 % своей амплитуды. На большом протяжении в восточной части в елецкое время разлом был границей шельфа и глубоководной некомпенсированной депрессии и был выражен уступом в рельефе дна бассейна. Высота уступа к концу подфазы могла достигать 400—500 м. В предъелецкое, предпетриковское и предлебедянское время в результате снижения уровня бассейна задонские, елецкие и петриковские отложения размывались в торцевой части блока в поднятом крыле разлома и на востоке формировался эскарп; на западе разлом не был выражен уступом, ему сопутствовали антиклинали, выраженные поднятиями дна бассейна, и их своды были осложнены эрозионными врезами. Глубина эрозионных врезов достигала 200—300 м, высота эскарпов 400—500 м, углы падения эрозионных поверхностей 20—30°.

В процессе подвижек по ограничивающим разломам продолжалось формирование Речицко-Шатилковской ступени и к концу подфазы поверхность подсолевых отложений в пределах ступени погружалась на север—северо-восток под углами 2° 00'—2° 40' от отметок –300...–600 м до –1000...–1800 м. Амплитуда Речицко-Вишанской зоны приразломных поднятий относительно сопредельных синклиналей к концу подфазы составляла 200—300 м и более. В погруженной части ступени развивался Оземлинско-Первомайский разлом, амплитуда подвижек по нему в эту подфазу на востоке (Восточно-Первомайская и Александровская площади) составляла 100—300 м.

Амплитуда движений в домановичско-петриковскую подфазу по Червонослободско-Малодушинскому разлому на западе равнялась 200—360 м (9—20,5% всей амплитуды), на востоке — до 530 м (31—62% амплитуды). В задонское время разлом был границей шель-

фа и некомпенсированной депрессии. По поверхности подсолевых отложений амплитуда разлома к концу подфазы изменялась от 300 до 1000 м. Подсолевые отложения в пределах Червонослободско-Малодушинской ступени в конце подфазы погружались на северо-северо-восток под углами 1° 25'—4° 50' от отметок –200... –600 м до –700...–1000 м.

Активно развивался в домановичско-петриковскую подфазу Азерецко-Великоборский разлом, ограничивающий с юга Заречинско-Великоборскую ступень. На востоке амплитуда подвижек по нему в течение подфазы достигала 270 м (31% амплитуды), в целом же разлом на 69% амплитуды сформировался до накопления фаменской соленосной толщи. На западе разлом сформировался к концу подфазы на 48—52% на Дудичской, на 38 — на Бобровичской и на 100% — на Копаткевичской площадях. Амплитуда разлома к концу подфазы на отдельных участках достигала 800—1000 м. Подсолевые отложения Заречинско-Великоборской ступени погружались на север—северо-восток под углом 2° 08'—8° 30' от отметок –200...–700 м до –1000...–1800 м.

Шестовичско-Гостовский разлом, ограничивающий с севера Шестовичско-Сколодинскую ступень, имел к концу подфазы амплитуду до 900 м, поверхность подсолевых отложений в пределах ступени погружалась на юг от отметок –500...–600 м до –900...–1000 м и более.

Амплитуда Буйновичско-Наровлянского разлома, ограничивающего с севера Наровлянско-Ельскую ступень, к концу петриковского времени составляла 700—1000 м. Поверхность подсолевых отложений в пределах ступени погружалась на юг под углом 1° 45'—4° 30' от отметок –300...–400 м до –1700 м.

Петриковско-Хобнинская зона осевых погруженных выступов и периклиналей к среднефаменскому времени была разбита сбросами на многочисленные блоки, большинство из которых, в основном, сформировались к этому времени.

Палеоамплитуды разломов и структур в Припятском прогибе к концу домановичско-петриковской подфазы равнялись примерно 30—40% современных, при этом в осевой части прогиба они составляли не менее 50—60% современных амплитуд (Конищев, 1974_1, 1975). Это отражает одну важную особенность развития разломов Припятского палеорифта: максимум их активности во времени смещался от осевой части прогиба к периферии. Это нашло отражение в особенностях формирования в задонское, елецкое и петриковское время глубокого некомпенсированного бассейна. Границей задонского некомпенсированного бассейна на севере был Червонослободско-Малодушинский разлом в его восточной части, западнее граница смещалась к югу, границей елецкого глубоководного бассейна на севере был Речицко-Вишанский разлом, в петриковское время граница этого бассейна смещалась на север к Северо-Припятскому краевому разлому (Махнач, Москвич, Кручек и др., 1984).

Интенсивное дифференцированное по разломам прогибание, некомпенсированное в центре прогиба, привело к образованию расчлененного рельефа дна бассейна, оказывавшего влияние на распределение мощностей и фаций межсолевых отложений. В целом распределение мощностей подчиняется блоковой структуре и мощности межсолевых отложений, как и нижнесоленосных, сокращаются вверх по восстанию ступеней. Во время снижения уровня бассейна в предъелецкое, предпетриковское и предлебедянское время поднятые приразломные части многих ступеней и блоков оказались выше базиса действия волн и интенсивно размывались со стороны разломов. Это привело к размыву межсолевых отложений и иногда верхов нижней соленосной толщи, образованию субширотно ориентированных абразионных эскарпов в поднятых крыльях Речицко-Вишанского, Червонослободско-Малодушинского, Азерецко-Великоборского, Буйновичско-Наровлянского и других региональных и субрегиональных разломов. Высота эскарпов достигала 500—700 м, абразионные поверхности были наклонены к разломам под углами 5—10°, иногда 20—30° (Конищев, 1975, 1978_2). Эти выступы облекались вышележащими отложениями, в результате чего сформировались структуры облекания. Глубокая депрессия и ее рельеф были погребены галитовой субформацией. Таким образом, сформировались полигенетические структуры межсолевых отложений: в основном, они блоковые и отраженные надблоковые, вместе с тем они седиментационные, эрозионные и структуры облекания тектонических и эрозионных выступов.

Еще одним фактором, оказавшим влияние на формирование структуры межсолевых отложений во время данной подфазы рифтогенеза, был галокинез в верхнефранской соленосной толще. Наиболее активно он проявился в центре и на юге прогиба, однако отмечается также в пределах Речицко-Вишанской зоны поднятий и в Северной зоне бортовых уступов. На проявление галокинеза в верхнефранской соленосной формации в эту подфазу указывает сокращение мощностей межсолевых отложений к сводам верхнефранских соляных поднятий, при этом в сводах некоторых поднятий они отсутствуют в результате размыва или прорыва верхнефранскими соляными массивами. Некоторые верхнефранские соляные поднятия приурочены к срезам и врезам в межсолевых отложениях. В результате снятия в них гравитационной нагрузки межсолевой толщи на нижнюю соль началось ее течение в ослабленные зоны срезов и врезов еще до накопления верхней соленосной толщи (Конищев, 1977_1, 1978_a),при этом формировались надвиги в верхнефранкской соленосной толще и в

ряде случаев (Давыдовская, Сосновская площади) верхнефранские соленосные отложения были надвинуты на межсолевые образования.

Движения по разломам, формировавшие структуру межсолевых отложений, проявлялись длительно во время их накопления, когда породы депрессионных фаций не были литифицированы, поэтому в пределах некомпенсированной депрессии формировались преимущественно пликативные структуры, а в районах развития шельфовых отложений, литифицированных во время и вскоре после накопления, структуры приобретали более блоковый облик. Этому различию морфологии межсолевых структур способствовал галокинез в верхнефранской соленосной толще, наиболее активный на участках распространения межсолевых отложений в депрессионной фации.

Лебедянско-стрешинская подфаза является завершающей и основной в главной фазе рифтовой стадии. Она сопровождалась накоплением в Припятском палеорифте мощной фаменской соленосной толщи, а в северной части Брагинско-Лоевской седловины и на сопредельных территориях сопряженной с ней верхней части вулканогенно-осадочной щелочно-ультраосновной—щелочно-базальтоидной формации. Это была подфаза максимальных по амплитуде и скорости погружений и подвижек по разломам, а также наиболее активного галокинеза в верхнефранской и фаменской соленосных толщах. В эту подфазу в процессе блоковых подвижек по разломам и галокинеза в двух соленосных толщах не менее чем на половину сформировались структуры нижней части чехла.

Изучение истории развития Припятского прогиба в лебедянско-стрешинскую, а также в предыдущую домановичско-петриковскую подфазу главной фазы рифтовой стадии сопряжено со значительными трудностями, поскольку современное распределение мощностей отложений, накопившихся в эти подфазы, не отражает режима тектонических дифференцированных движений времени их накопления.

К началу накопления фаменской калиеносно-галитовой формации в центральной части Припятского прогиба существовала глубокая (до 700 м) некомпенсированная депрессия с резко расчлененным рельефом и мощности межсолевой терригенно-сульфатно-карбонатной формации не отражают здесь величины конседиментационного прогибания и степени его дифференцированности. Только по периферии бассейна, где накапливались шельфовые отложения, компенсировавшие прогибание, распределение мощностей домановичско-петриковских отложений дает представление о величине и дифференциации прогибания во время накопления межсолевой толщи. Глубокая депрессия была заполнена галитовой субформацией (Конищев, Лупинович, Макаревич, 1973), поэтому первичное распределение галитовой субформации также не отражает величины и дифференцированности конседиментационного прогибания. К тому же первичное распределение мощностей галитовой подтолщи на большей части прогиба искажено последующим проявлением галокинеза, в результате чего ее мощность изменяется от первых десятков метров в погруженных до 1000—3200 м в поднятых приразломных частях ступеней в соляных массивах. Первичное седиментационное распределение мощностей было существенно иным: соленосные отложения большой мощности накапливались в погруженных частях ступеней. Восстановить первичное распределение мощностей галитовой подтолщи крайне трудно, поскольку седиментационные мощности ее были резко дифференцированными, так как она накапливалась в процессе активных конседиментационных движений по разломам и к тому же заполняла расчлененный тектоноседиментационный рельеф. Таким образом, современная мощность фаменской соленосной формации и особенности ее изменения по площади определяются влиянием трех факторов: расчлененным рельефом глубокой некомпенсированной депрессии к началу соленакопления, резко дифференцированным по разломам погружением во время соленакопления и перемещением соленосных масс в процессе галокинеза. Некоторое влияние на распределение мощностей соленосной формации оказала суброзия.

Распределение мощностей калиеносной субформации и надсолевых отложений определялось воздействием двух факторов: подвижками по разломам и галокинезом, оценить раздельно влияние каждого из этих факторов на формирование мощностей сложно. Поэтому приводимые ниже оценки величин подвижек по разломам и амплитуд роста соляных поднятий в значительной степени приближенные. Только в пределах межсолевого шельфа, в основном на западе, где галитовая субформация находится в пластовом залегании, современное распределение мощностей отражает характер дифференцированного прогибания, хотя и здесь оно в той или иной степени искажено воздействием суброзии.

Лебедянско-стрешинская подфаза главной фазы рифтовой стадии является временем максимального по амплитуде и скорости погружения, а также наибольших по амплитуде и скорости подвижек по разломам; на эту подфазу приходится и основная стадия галокинеза в галитовой субформации. Поэтому фаменская соленосная формация накапливалась в условиях наиболее активного тектонического режима, что предопределило ее сложную структуру, резкие изменения мощностей и фаций.

Во время накопления фаменской калиеносно-галитовой формации Припятский прогиб был самостоятельной структурной единицей. С востока от Днепровско-Донецкого прогиба его отделял приподнятый Бра-

78. Зак. 5046.

гинский выступ и Лоевская седловина с вулканогенной формацией. На востоке они ограничивали распространение галогенной формации. На севере и юге ее распространение контролировалось краевыми разломами, на западе — центриклинальными замыканиями прогиба, где формация постепенно выклинивалась.

К началу лебедянского времени центральная часть Припятского прогиба представляла собой относительно глубоководную котловину, некомпенсированную осадками. Областями сноса оставались Украинский щит и Микашевичско-Житковичский выступ. Белорусская антеклиза была низменной равниной и поставляла в бассейн ограниченное количество, в основном, глинисто-карбонатного материала. Припятский бассейн иногда, возможно, имел связь через Жлобинскую седловину с морем центральных районов Русской плиты и сохранял связь с бассейном Днепровско-Донецкого прогиба, которая во время накопления фаменской соленосной формации периодически прерывалась в районе вулканотектонического порога Брагинско-Лоевской седловины. Это предопределило возможность соленакопления в Припятском прогибе и формирование полициклической соленосной формации, сложенной переслаиванием глинисто-карбонатных и сульфатных пород, галита и калийных солей.

При накоплении галитовой субформации отмечается шесть-семь стадий относительного снижения солености вод в результате установления связи солеродного бассейна с питающим через Брагинско-Лоевскую седловину. На этих стадиях происходило поступление морских вод с соленостью, близкой к нормальной, в результате чего происходило накопление пластов глинисто-карбонатных и карбонатных пород с относительно редкой фауной остракод, пелеципод, гастропод, с пленками ракообразных и скелетами рыб (Кручек, 1973, 1975). Эти породы накапливались в условиях расчлененного рельефа бассейна, в связи с чем в сводах поднятий и по периферии бассейна отлагались мелководные водорослевые известняки и формировались водорослевые банки, на погружении они замещались глинистыми депрессионными породами. Таким образом, во время накопления пород базальных частей ритмопачек галитовой субформации продолжалось некомпенсированное прогибание. Затруднение или прекращение связи солеродного бассейна с питающим приводило к установлению в результате испарения отрицательного баланса по воде, повышению концентрации вод, снижению уровня и уменьшению акватории бассейна и садке сульфатных солей, а затем и галита на последовательно сокращавшейся площади.

Среднефаменский солеродный бассейн был унаследован от раннефаменского межсолевого бассейна, на что указывает отсутствие регионального перерыва между межсолевыми домановичско-петриковскими отложениями и верхней соленосной толщей. Уровень бассейна перед соленакоплением снизился и по периферии и в сводах поднятий происходил размыв межсолевых отложений и образование эскарпов в поднятых крыльях разломов в результате абразии и врезов в сводах антиклиналей (Конищев, 1977_1, 1978_2, 1980). В погруженных частях осадконакопление, вероятно, было непрерывным.

При накоплении базальных сульфатно-глинисто-карбонатных пачек первой и второй ритмопачек боричевского горизонта галитовой субформации в сводах ряда поднятий Речицкого вала (Вишанское, Полесское, Давыдовское) сформировались мощные карбонатно-ангидритовые валы, сложенные тонким чередованием прослоев водорослевых известняков, развитых по ним доломитов и ангидритов. Они накапливались в сводах поднятий на небольшой глубине и замещались на погружении более глубоководными тонкослоистыми сульфатно-глинистыми породами небольшой мощности (Конищев, 1982_2; Москвич, Конищев, 1983). Карбонатные водорослевые и ангидритовые банки меньшей мощности формировались в сводах поднятий (Тишковское, Осташковичское, Сосновское), в базальных частях четырех ритмопачек залесского горизонта.

Заполнение солями палеодепрессий приводило к расширению области соленакопления с каждым циклом (Высоцкий, Кислик, 1977). Постепенно соленосные отложения захватывали выступы внутри некомпенсированной межсолевой депрессии и ее шельф и к концу накопления галитовой субформации депрессия была полностью погребена. Это подтверждается особенностями строения каменной соли: зональные кристаллы ("лодочки", "елочки"), накапливавшиеся в мелководных условиях, широко развиты в галитовой субформации в краевой зоне распространения соляных пластов и в верхней ее части, образуя участки их обильного скопления; в синклинальных зонах и внизу разреза они практически не встречаются. Высокая чистота каменной соли, ее обедненность калием, бромом и другими микрокомпонентами свидетельствуют о том, что кристаллизация галита происходила из морских вод, в формировании состава которых определенную роль играли децендентные рассолы и подземные хлоридные натриево-кальциевые воды. Ослабленные зоны служили путями разгрузки подземных хлоридных натриево-кальциевых вод. Выщелачиванию и размыву подвергались соленосные отложения верхнефранской формации как в областях разгрузки подземных вод, так и на приподнятых участках вдоль разломов, где отсутствовали межсолевые отложения.

В южной и юго-западных частях прогиба соленакопление происходило под сильным влиянием суши в пределах Украинского щита и Микашевичско-Житковичского выступа, с которых с водными потоками поступал в большом количестве терригенный материал.

Белорусская и Воронежская антеклизы практически не оказывали влияния на осадконакопление и на севере в галитовой субформации накапливались преимущественно карбонатные породы. На востоке источником кластического материала были вулканогенные породы Брагинско-Лоевской седловины.

Лебедянское соленакопление — пример интенсивного, избыточного, перекомпенсированного осадкообразования, обусловленного, очевидно, сочетанием многих факторов: сильная расчлененность дна бассейна, достаточная изолированность, глубоководная котловина, являвшаяся "ловушкой" для рассолов, высокая интенсивность дифференцированных тектонических движений и разгрузка подземных хлоридных натриево-кальциевых вод по ослабленным зонам, благоприятная климатическая обстановка (Гарецкий, Кислик, Высоцкий и др., 1982).

Наметившаяся в конце формирования галитовой субформации тенденция к активизации тектонических движений в прилегающих районах суши и к ее поднятию сохранялась и во время накопления калиеносной субформации. Это привело к омоложению рельефа и к усилению деятельности речных потоков и, как следствие, к резкому увеличению количества обломочного (преимущественно глинистого) материала, поступавшего в солеродный бассейн. Солеродный водоем вступил в новую стадию развития, существенной особенностью которой являлось значительное влияние континентальных вод на процесс галогенеза, и из морского бассейна он превратился в континентально-морской. Специфичность соленакопления в таком бассейне заключалась в том, что в него наряду с морской водой, приносившей растворенные соли, поступало значительное количество вод суши, которые транспортировали взвешенный глинистый и грубообломочный материал и привносили некоторое количество солей.

Определенное влияние на осадконакопление оказывала вулканическая деятельность. К концу лебедянского времени вулканическая деятельность в пределах Брагинско-Лоевской седловины и в северо-восточной части Припятского прогиба прекратилась, но она продолжалась на сопредельной части Днепровско-Донецкого прогиба, откуда в Припятский бассейн периодически с воздушными потоками поступал пепловый материал. В разрезе калиеносной субформации установлено пять стратиграфических уровней развития глин с пепловой структурой с мощностью прослоев от 4 до 60 см на западе и до 3 м на востоке. В условиях солеродного бассейна пепловый материал был преобразован в глины различного минералогического состава (гидрослюда типа селадонита, монтмориллонит, хлорит).

На протяжении всего времени образования калиеносной субформации связь Припятского бассейна поддерживалась только с Днепровско-Донецким, откуда поступали метаморфизованные и в достаточной степени сгущенные морские воды. Иногда эта связь была затруднена или совсем прерывалась и роль бара играли вулканические и тектонические поднятия Брагинско-Лоевской седловины.

Поступление обломочного материала в солеродный бассейн происходило с временными водными потоками с Украинского щита, Микашевичско-Житковичского выступа и Белорусской антеклизы, а также с Брагинско-Лоевской седловины. В разрезе субформации они выделяются в виде языков повышенной песчанистости и приурочены к пологим отрицательным формам палеорельефа, которые контролируются конседиментационными синклиналями и синклинальными зонами.

Поскольку воды суши были слабо минерализованы, они подавляли галогенную седиментацию. Привнесенный обломочный материал (преимущественно глинистый, алевритовый, песчаный) загрязнял солевой осадок и делал его терригенно-хемогенным, а во время обильного поступления с суши слабоминерализованных вод, обломочного материала и растительных остатков садка каменной соли прекращалась. Более крупные песчаные и алевритовые частицы осаждались в периферических частях бассейна, а глинистый материал разносился по всей акватории и осаждался на дне бассейна вместе с терригенными и аутигенными карбонатами, сульфатами кальция и другими компонентами.

Чередование в разрезе калиеносной субформации пачек, пластов, слоев и прослоев, сложенных каменной солью и несоляными сульфатно-карбонатно-глинистыми, карбонатно-сульфатно-глинистыми и глинисто-карбонатными породами, показывает, что садка солей периодически прерывалась и полностью подавлялась на той или иной стадии галогенеза, а затем вновь возобновлялась. Смена условий осадконакопления была обусловлена взаимодействием основных факторов — тектонического и климатического, управлявших процессом галогенной седиментации. Совместное действие этих факторов привело к тому, что эволюция солеродного бассейна представляла собой сложный и пульсирующий процесс с фазами опреснения концентрирующихся рассолов водами суши.

Во время накопления субформации преобладал аридный климат, на что указывает присутствие среди прозрачных минералов апатита и граната, неустойчивых к химическому выветриванию. Однако присутствие в несолевых породах значительного количества остатков растительности и спор показывает, что аридный климат иногда сменялся гумидным.

В процессе накопления калиеносной субформации выделяется несколько стадий подавления галогенной седиментации (II, VI, IX ритмопачки) и стадий интенсивного накопления каменной соли (I, IV и VII ритмопачки). Фазы интенсивного калиенакопления совпадали со временем образования III и IV ритмопачек.

Калиеносная субформация накапливалась в условиях интенсивного прогибания дна бассейна, скорость которого на севере прогиба составляла 2—3 мм в год. Активное прогибание сопровождалось интенсивным осадконакоплением в условиях практически полной компенсации прогибания осадконакоплением. Поэтому образование субформации происходило в мелководных условиях, о чем свидетельствуют местные перерывы в осадконакоплении, прослои строматолитов, конгломерато-брекчии, оолиты, косая слоистость в песчаниках и алевролитах, знаки ряби и трещины в каменной соли, мелкие линзовидные включения каменной соли в калийных горизонтах, присутствие горизонтов калийных солей (Гарецкий, Высоцкий, Кислик и др., 1982).

Первый местный перерыв в осадконакоплении установлен на границе I и II ритмопачек (на границе найдовских и шатилковских слоев) на многих структурах Речицкого вала (Ржанников, Попов, 1971; Кислик, Высоцкий, 1974). Местные перерывы выявлены и на других стратиграфических уровнях (III ритмопачка) в пределах приподнятых участков Петриковского месторождения (Ерошина, Высоцкий, 1976). Свидетельствами местных перерывов являются гравелиты, конгломераты и конгломерато-брекчии в краевых частях бассейна соленакопления на Старобинском и Петриковском месторождениях калийных солей, обычно в подошве или кровле пластов терригенных пород.

Свидетелями мелководных условий осадконакопления являются оолиты в нижних частях калиеносной субформации Старобинского и Петриковского месторождений. Они формировались на глубинах 0—5 м, реже до 20 м в теплых прозрачных водах при поступлении обломочного материала и неустойчивом подвижном режиме вод, который создавался ветровой деятельностью, а также при расчлененном подводном рельефе (Гарецкий, Кислик, Высоцкий и др., 1982).

Прослои строматолитов установлены в краевых частях субформации и приурочены к положительным формам палеорельефа, где при уменьшении привноса терригенного материала создавались благоприятные условия для существования биоценозов низших растений.

Характерной чертой бассейна в оресско-стрешинское время было периодическое и частое накопление залежей калийных солей. Первые линзы калийных солей появляются в первой ритмопачке (найдовские слои оресского горизонта), максимум калиенакопления приходится на время накопления III и IV ритмопачек (осовецкие слои стрешинского горизонта). Калийные горизонты в разрезе калиеносной формации приурочены к переходным частям циклов от разреза с высокой соленасыщенностью к максимуму образования несоляных пород и наоборот (Кислик, Высоцкий, Протасевич и др., 1976). Залежи калийных солей имеют четкий тектонический контроль: они приурочены к конседиментационным синклиналям и приразломным синклинальным зонам (Предберезинская, Старобинская, Октябрьская, Северо-Шестовичская, Предсколодинская, Житковичская), которые выделялись понижениями в рельефе дна, вследствие чего в них скапливались тяжелые высококонцентрированные рассолы конечных стадий отдельных этапов соленакопления.

Оресско-стрешинский солеродный бассейн в отличие от лебедянского постоянно от цикла к циклу сокращался. Отмирали его краевые части, главным образом, юго-западная, южная и юго-восточная, наиболее длительно соли отлагались в северной части прогиба. Со временем происходило выравнивание рельефа окружающей бассейн суши на западе, севере и востоке, что подтверждается сокращением содержания терригенных пород вверх по разрезу при одновременном уменьшении соленасыщенности разреза в связи с подавлением соленакопления.

В лебедянско-стрешинскую подфазу главной фазы рифтовой стадии во время накопления фаменской соленосной формации в результате блоковых подвижек по разломам и галокинеза в двух соленосных толщах не менее чем на половину сформировались структуры нижней части чехла. В эту подфазу Припятский палеорифт погрузился относительно плечей в результате подвижек по краевым и сопутствующим им разломам на 2000—3000 м и более. Так, амплитуда подвижек в эту подфазу по Северо-Припятскому краевому разлому оценивается в 1570 м на Судовицкой, 1000 — на Березинской, 1860 — на Хатецкой и Озерщинской, 1500 — на Решетниковской, 1776 — на Борисовско-Копанской и 1840 м — на Пионерской площадях (см. рис. 10.7). Скорости движений по разлому изменялись от 310 до 620 м/млн лет (см. рис. 10.8), следовательно они были в два раза больше, чем в евлановско-ливенскую подфазу, и в 2—10 раз больше, чем в домановичско-петриковскую подфазу главной фазы рифтовой стадии. Северо-Припятский краевой разлом был границей солеродного бассейна. Фаменская соленосная толща к северу от него в пределах Северо-Припятского плеча отсутствует и есть основания считать, что здесь она не отлагалась. На это указывают глубокие (до 700 м) эрозионные врезы в межсолевых отложениях Северо-Припятского плеча, выделяемые на временных разрезах и заполненные косослоистыми аллювиальными отложениями (Конищев, Ковхуто, Клушин, 1995). По-видимому, Северо-Припятский краевой разлом в эту подфазу рифтогенеза был выражен уступом высотой до 700 м, а это значит, что в действительности амплитуда подвижек по Северо-Припятскому краевому разлому в эту подфазу была больше приведенных выше величин на многие сотни метров. Существование такого уступа подтверждается бурением на Судовицкой площади. Здесь в опущенном крыле краевого разлома обнаружен прислоненная к нему тол-

ща карбонатных пород мощностью свыше 200 м, залегающая в верхней соленосной толще. Она сопоставляется с нижней частью межсолевой толщи и, по-видимому, представляет собой блок межсолевых пород, который сполз с орографически выраженного поднятого крыла краевого разлома в его опущенное крыло в солеродный бассейн в оресское время.

Амплитуда подвижек по Глусско-Березинскому разлому, который является спутником Северо-Припятского краевого разлома, в лебедянско-стрешинскую подфазу на Ковчицкой площади достигала 2220 м, что составляет 80 % всей амплитуды разлома, при этом 586 м приходится на лебедянское и 1635 м на оресское и стрешинское время. Скорость подвижек по разлому в лебедянское время составляла 586 м/млн лет, при этом подвижки были конседиментационными: мощность первой ритмопачки галитовой подтолщи больше в опущенном крыле разлома, чем в поднятом на 285 м, второй — на 143, третьей — на 34, четвертой, пятой и шестой — на 124 м. Скорость подвижек по разлому в оресское и стрешинское время достигала 817 м/млн лет. Амплитуда вертикального смещения по Глусско-Березинскому разлому в данную подфазу на Кнышевичской площади составляла 1608 м, а скорость движений 670 м/млн лет.

В раннюю фазу рифтовой стадии, а также в евлановско-ливенскую и домановичско-петриковскую подфазы главной фазы рифтовой стадии Северо-Припятское плечо было частью Припятского прогиба и только в лебедянско-стрешинскую подфазу в результате активного погружения Припятского рифта по Северо-Припятскому и сопутствующему ему Глусско-Березинскому разломам Северо-Припятское плечо стало самостоятельной, приподнятой относительно прогиба структурой, в пределах которой верхняя соленосная толща не отлагалась (Гарецкий, 1997; Гарэцкі і інш., 1997).

Южно-Припятский краевой разлом также был границей солеродного бассейна, на что указывает обилие обломочного материала в верхней соленосной толще вблизи краевого разлома и замещение соленосной толщи ближе к разлому ее несолевыми аналогами. Амплитуда подвижек по Южно-Припятскому краевому разлому в эту подфазу сопоставима с мощностью фаменской соленосной толщи в опущенном крыле разлома, которая изменяется от 200 до 920 м. Фактически амплитуда была больше, если учесть, что верхняя часть соленосной формации вдоль краевого разлома замещена несолевыми породами. Амплитуда подвижек по Выступовичскому разлому-спутнику Южно-Припятского краевого разлома, по-видимому, была не меньше.

Восстановить историю развития региональных и субрегиональных ступенеобразующих разломов Припятского палеорифта в эту подфазу сложно, так как первичное распределение мощностей галитовой субформации искажено галокинезом, к тому же и первичное распределение ее мощностей было в значительной степени предопределено палеорельефом и не отражает полностью тектонических движений времени ее накопления. Тектонический режим более достоверно устанавливается для времени накопления глинисто-галитовой субформации, мощность которой изменяется от 1000—2200 м в синклинальных зонах до ее полного отсутствия в сводах соляных поднятий, но такие перепады мощностей отражают суммарное влияние подвижек по разломам и галокинеза.

Амплитуды вертикальных смещений по ступенеобразующим разломам и их спутникам в лебедянско-стрешинскую подфазу рифтогенеза составляли многие сотни метров. Так, амплитуда подвижек по Речицко-Вишанскому разлому колебалась от 375 м на Вишанской площади до 1730 на Восточно-Дроздовской и 1300 м на Речицкой площадях, что составляет 40—65 % всей амплитуды. Амплитуда подвижек по Червонослободско-Малодушинскому разлому в восточной части составляет 400—500 м или 30—42 % всей амплитуды, в западной части — соответственно 915—1095 м и 40,6—66 % всей амплитуды. Величина подвижек по Буйновичско-Наровлянскому разлому изменяется от 400 до 1070 м, что составляет 16—65 % всей амплитуды разлома. Таким образом, современная разломно-блоковая структура Припятского прогиба на 40—50 % была сформирована в заключительную лебедянско-стрешинскую подфазу главной фазы рифтовой стадии во время накопления фаменской соленосной формации (Конищев, 1974_1, 1975).

В домановичско-петриковскую и лебедянско-стрешинскую подфазы в отличие от предыдущей евлановско-ливенской подфазы главной фазы рифтовой стадии рифтогенез был сосредоточенным, так как растяжение земной коры в эти подфазы компенсировалось подвижками по краевым, ступенеобразующим и сопутствующим им разломам, а многие мелкие разрывные нарушения отсутствовали.

В результате интенсивного растяжения земной коры краевые и ступенеобразующие разломы развивались как широкие зоны дробления, состоящие из ряда субпараллельных сбросовых нарушений, между которыми заключены промежуточные блоки. В них межсолевые отложения по мощностям и фациям обычно такие же, как в поднятых крыльях, хотя промежуточные блоки погружены относительно поднятых крыльев разломов на значительную глубину. Следовательно, разломы развивались как широкие зоны дробления в результате последовательного откалывания блоков от поднятых крыльев разломов.

В процессе вертикальных движений по краевым и ступенеобразующим разломам, вращения блоков по листрическим разломам в главную фазу, в основном, и сформировались тектонические ступени как однокры-

львевые структуры. Величина погружения опущенных частей ступеней относительно поднятых только в лебедянско-стрешинскую подфазу рифтогенеза нередко превосходила 1000 м.

Разломы и блоковые структуры сформировались в рифтовую стадию в результате растяжения земной коры над глубинным астенолитом и представляет интерес оценка величины растяжения земной коры. Величина растяжения земной коры Припятского палеорифта была оценена по суммарной величине зияния сбросов в поперечном сечении прогиба и она составила 10—12 км или 10 % ширины палеорифта (Богомолов, Конищев, Макаревич, 1972).

Оценка величины растяжения земной коры Северо-Припятского, Глусско-Березинского разломов и заключенной между ними Северной зоны бортовых уступов на Ковчицкой и Кнышевичской площадях показала, что при ширине зоны порядка 9 км величина растяжения составляет 1600 м или 17,7 %. Из них 230 и 300 м (15 и 18,5 %) приходится на евлановско-ливенскую подфазу главной фазы рифтовой стадии, 1120 и 950 (70 и 59,4) на домановичско-петриковскую и лебедянско-стрешинскую подфазы этой фазы и 230 и 340 м (15—18,5 %) на полесско-ранневизейскую заключительную фазу рифтовой стадии и стадию наложенной синеклизы. На Березинской площади при ширине зоны 7,5 км величина растяжения оценивается в 1290 м (17,5 %). На Судовицкой площади при сокращении ширины зоны до 4,2 км и уменьшении абсолютной величины растяжения (1120 м) степень растяжения земной коры возрастает до 26,6 %.

Вторым важным структуроформирующим фактором в лебедянско-стрешинскую подфазу главной евлановско-стрешинской фазы рифтовой стадии был галокинез в верхнефранской и фаменской соленосных толщах, который начался уже в процессе соленакопления (Конищев, 1969_2, 1975; Горелик, 1970; Макаревич, 1970; Карасева, 1970). В формировании структуры верхнессленосных и надсолевых отложений Припятского прогиба галокинез в галитовой субформации фаменской соленосной формации, уже начиная со второй половины лебедянско-стрешинской подфазы, играл даже большую роль, чем движения по разломам, так как большая часть амплитуды фаменских соляных структур была обусловлена оттоком соли галитовой подтолщи из синклинальных зон и ее нагнетанием в соляные валы. Начальный импульс проявлению галокинеза был дан подвижками по разломам, которые обусловили дифференциацию мощностей и нагрузок надсолевых отложений на активную соль, образование ослабленных зон, что привело к оттоку соли из опущенных в поднятые крылья разломов и формированию синклинальных зон в их опущенных крыльях и соляных валов в поднятых (Люткевич, 1964, 1966, 1969; Макаревич, 1964, 1970; Горелик, 1966_2, 1969_1, 1970; Жуков, 1968; Конищев, 1969_1, 1975; Карасева, 1970; Гарецкий, Конищев, 1975;). Поэтому рифтогенез и разломная тектоника предопределили положение и простирание соляных валов и синклинальных зон и в значительной степени осложняющих их антиклиналей, куполов, структурных носов, синклиналей, брахисинклиналей, мульд, структурных заливов. Соляные валы обычно расположены в поднятых крыльях ступенеобразующих разломов, преимущественно в поднятых частях тектонических ступеней, иногда на их склонах, где они контролируются разломами-спутниками ступенеобразующих разломов. Валы и синклинальные зоны имеют, в основном, субширотное северо-западное простирание, согласное с простиранием контролирующих их разломов. Изменение простирания соляных валов с субширотного на северо-восточное в центральной части прогиба было обусловлено влиянием Первомайско-Заозерной зоны разломов древнего заложения и длительного развития, по которой происходили сдвиговые движения в рифтовую стадию (Конищев, Ковхуто, 1995).

Фаменские соляные структуры прошли в своем развитии три стадии галокинеза: первичных компенсационных синклиналей и соляных диапироидов (соляных “подушек”) — в оресское, стрешинское, полесское и раннекаменноугольное время; вторичных компенсационных синклиналей — в раннекаменноугольное время, в среднем и позднем карбоне, перми и триасе; затухания галокинеза — в юрский и меловой периоды и в кайнозойскую эру (Конищев, 1968, 1975, 1982_2, 1984_1).

По интенсивности развития соляных структур выделяются этапы галокинеза: оресско-стрешинский, полесско-пермский, триасовый и юрско-кайнозойский. Этапы галокинеза подразделяются на циклы галокинеза, завершаемые фазами постседиментационного галокинеза, которые приурочены к перерывам в осадконакоплении. Наиболее крупные фазы постседиментационного галокинеза завершают этапы (Конищев, 1968, 1969_2, 1975).

Оресско-стрешинский этап галокинеза проявился во время накопления верхней, калиеносной субформации фаменской соленосной формации, которая в тектоническом отношении является нижней частью надсолевого комплекса. Это главный этап в формировании большинства фаменских соляных структур (Конищев, 1969_2, 1975). Мощность калиеносной глинисто-галитовой подтолщи изменяется от 2000 м и более в синклинальных зонах до ее отсутствия в сводах фаменских криптодиапиров, что дает представление об амплитудах их роста на данном этапе вследствие подвижек по разломам и галокинеза в галитовой подтолще.

Амплитуда роста фаменских соляных поднятий на оресско-стрешинском этапе только в результате проявления галокинеза составляла 700—800 м на Давыдовском; 800 — на Сосновском и Осташковичском; 400—

1300 — на Тишковском; 1200 — на Речицком; свыше 2000 — на Первомайском; порядка 800 — на Октябрьском и Северо-Домановичском; 1000—1200 — на Конковичском, Птичском, Гороховском, Савичском, Шестовичском, Скрыгановском, Мышанском, Прудокском, Азерецком, Казимировском, Каменском, Мозырском; 600—800 — на Копаткевичском, Южно-Копаткевичском, Комаровичском, Махновичском, Анисимовском; около 1000 — на Смагловском, Руднинском, Автюковском, Северо-Хобнинском поднятиях; от 200 до 1200 м и более – на Малодушинском валу. Соляные массивы многих поднятий более чем на половину были сформированы на первом этапе галокинеза в оресское, стрешинское и раннестаробинское время в процессе накопления глинисто-галитовой подтолщи и до накопления собственно надсолевых полесских пород (Конищев, 1969_2, 1975).

Рост соляных поднятий в результате подвижек по разломам и проявления галокинеза в галитовой подтолще был длительным и конседиментационным, на что указывает послойное сокращение мощностей пачек глинисто-галитовой подтолщи к сводам соляных поднятий, а также выклинивание калийных горизонтов (Конищев, Макаревич, 1972; Конищев, 1974_2). Коэффициент конседиментационности ряда соляных поднятий на данном этапе достигает 0,5. В большей степени рост соляных поднятий был постседиментационным и приурочен к предполесской фазе постседиментационного галокинеза, связанной с региональным перерывом в осадконакоплении перед отложением надсолевых пород. На это указывает несогласное залегание собственно надсолевых полесских отложений от первой пачки глинисто-галитовой и иногда галитовой подтолщ в сводах поднятий до десятой пачки на их склонах. Это наиболее крупное угловое несогласие в платформенном чехле Припятского прогиба (Конищев, 1996_3). Оресско-стрешинский этап галокинеза состоит из одного цикла, который включает фазу конседиментационного роста во время накопления глинисто-галитовой подтолщи и фазу постседиментационного роста, приуроченного к предполесскому перерыву в осадконакоплении.

Между развитием фаменских соляных поднятий на оресско-стрешинском этапе галокинеза и движениями по разломам намечается тесная связь. Интенсивный рост фаменских соляных поднятий сопровождал активные подвижки по разломам, при этом амплитуды и скорости движений по разломам и роста соляных поднятий были соизмеримы между собой: амплитуды подвижек по разломам достигали 1300—1700 м, амплитуды роста соляных поднятий — 1500—2000 м, скорости подвижек по разломам составляли 273—863 м/млн лет, скорости роста соляных поднятий достигали 400 м/млн лет и более. Это показывает, что заложение и формирование фаменских соляных структур было обусловлено подвижками по разломам. В процессе развития разломов создавались разности мощностей и нагрузок покрывающих отложений на активную соль галитовой подтолщи между опущенными и поднятыми крыльями сбросов и области снижения (до 40 %) напряжений вблизи разрывов. Это приводило к течению пластичной соли из опущенных в поднятые крылья разломов и заложению соляных валов в их поднятых крыльях и синклинальных зон в опущенных. Соляные поднятия на оресско-стрешинском этапе галокинеза находились на первой стадии развития — стадии соляных "подушек" и первичных компенсационных синклиналей (Конищев, 1975, 1979, 1984_1).

Изучение внутренней структуры фаменских соляных массивов показывает, что галокинез в галитовой субформации проявился в двух формах: 1) течения каменной соли в отдельных наиболее мощных соляных пластах с образованием в них линз соли, при этом соляные массивы образованы наложенными друг на друга, иногда несколько смещенными друг относительно друга линзами соли; 2) срывом крупных блоков галитовой и иногда основания глинисто-галитовой субформаций и их перемещением в аллохтонное залегание (Конищев, 1984_1, 1988).

В результате активных блоковых движений по разломам и проявления галокинеза к началу накопления надсолевых девонских отложений в основных чертах сформировался структурный план фаменских соленосных отложений с системой преимущественно субширотных соляных валов и разделяющих их синклинальных зон.

Далее формирование структуры накапливавшихся надсолевых палеозойских отложений определялось структурным планом, который сформировался в оресско-стрешинский этап галокинеза, и происходило под влиянием подвижек по разломам и в большей степени под воздействием фаменского галокинеза.

Заключительная полесская фаза завершает рифтовую стадию и характеризуется снижением скорости прогибания, амплитуд и скорости движений по разломам.

Она началась после перерыва в осадконакоплении и глубокого размыва фаменской соленосной толщи морской трансгрессией и накоплением морской сероцветной карбонатно-терригенной формации полесского горизонта верхнефаменского подъяруса. Формация сложена преимущественно мергелями и глинами с прослоями глинистых известняков, доломитов, алевролитов, песчаников и накапливалась в мелководных морских условиях при значительном привносе терригенного материала с юга со стороны Украинского щита, а также с Макашевичско-Житковичского и Брагинского выступов.

Южно-Припятский краевой разлом служил границей бассейна осадконакопления, на севере он продол-

жался в пределы Северо-Припятского плеча и, по-видимому, временами соединялся с морским бассейном Московской синеклизы, на что указывает единство фауны. На юго-западе море прогиба, вероятно, имело кратковременную связь с Львовским морским бассейном, а на северо-востоке через Лоевскую седловину соединялось с морским бассейном Днепровско-Донецкого прогиба. Отсутствие формации в пределах Брагинско-Лоевской седловины, по-видимому, связано с ее последующим размывом. В начале накопления формации бассейн был засолоненным и в нем отлагались сульфаты, затем установился морской режим с нормальной соленостью вод, на что указывает фауна остракод, брахиопод и филлопод. На юге бассейн был опреснен водными потоками с Украинского щита, приносившими в бассейн обломочный материал, в том числе грубообломочный. В западной части бассейна в Старобинской и Туровской центриклиналях формировались пласты горючих сланцев, сложенных сине-зелеными водорослями. Они накапливались на склонах локальных поднятий в мелководных условиях при невысоких темпах прогибания, на что указывает широкое развитие оолитов. Климат бассейна осадконакопления был семиаридным, а в отдельные промежутки аридным, о чем свидетельствуют прослои монтмориллонитовых глин и палыгорскит (Ажгиревич, 1982).

В разрезе формации встречается вулканогенный пирокластический материал в виде пепла и обломков вулканогенных пород. Пепел в виде примеси отмечается почти во всех типах пород, а иногда образует прослои туфов и туффитов. Содержание пирокластического материала увеличивается с запада на восток, при этом на востоке появляется грубый вулканогенный материал, образующий туфопесчаники, туфогалечники и туфоконгломераты. Вулканогенный материал поступал в бассейн седиментации с востока за счет размыва вулканогенно-осадочных пород Брагинско-Лоевской седловины и северо-восточной окраины Припятского прогиба, а пепловый материал поступал воздушным путем из Днепровско-Донецкого прогиба, где в это время продолжался вулканизм (Ажгиревич, Палер, Савченко, 1974). Однако особенности распространения туффитовых горизонтов в полесских отложениях, развитых преимущественно в северных и северо-западных районах прогиба, позволяют предпологать существование возможных источников пеплового материала для полесских отложений в пределах Бобруйского погребенного выступа или Северо-Припятского плеча и Жлобинской седловины.

Некоторое представление о тектоническом режиме полесской фазы рифтовой стадии дает карта мощностей надсолевых девонских отложений (Толстошеев, 1988). Формация увеличенной (до 1000—1600 м и более) мощности выполняет субширотно ориентированные синклинальные зоны и сокращается в мощности к валам до полного отсутствия в сводах соляных криптодиапиров. Мощности формации сокращаются послойно, в основном, за счет многочисленных размывов в кровле, начиная с предкаменноугольного и кончая предъюрским. Поэтому карта мощностей надсолевых девонских отложений отражает тектонический режим и размах тектонических движений не только полесской фазы рифтовой стадии, но и последующих движений стадии наложенной синеклизы.

Тектонический режим заключительной полесской фазы рифтовой стадии характеризовался снижением темпов погружения и интенсивности движений по разломам по сравнению с предыдущей лебедянско-стрешинской подфазой главной фазы рифтовой стадии. Темпы погружения в это время изменялись от 118 до 392 м/млн лет по сравнению с 150—784 м/млн лет в лебедянско-стрешинскую подфазу рифтогенеза (см. рис. 10.6), таким образом, они снизились практически в два раза. Амплитуды и скорости движений по разломам снизились в пять и более раз. Амплитуды подвижек по разломам в полесскую фазу рифтогенеза измерялись первыми сотнями метров и составляли 320 м по Речицко-Вишанскому разлому на Осташковичской площади (8 % всей амплитуды) и 470 м по Буйновичско-Наровлянскому разлому на Восточно-Наровлянской площади (20 % амплитуды). Скорость движений по Речицко-Вишанскому разлому снизилась от 400 м/млн лет в лебедянско-стрешинскую подфазу до 60 м/млн лет в полесскую фазу рифтогенеза. Снижение амплитуд и скорости подвижек по разломам в полесское время было постепенным: так амплитуда подвижек по Глусско-Березинскому разлому на Ковчицкой площади в полесское время составляет 116 м, из них 107 м приходится на время накопления нижней части старобинских отложений, при накоплении верхней части старобинских, ствижских и боровских отложений амплитуда подвижек по разлому измерялась метрами.

Начиная с заключительной полесской фазы рифтовой стадии, галокинез в фаменской соленосной толще оказывал большее влияние на формирование структурного плана надсолевых отложений и распределение их мощностей, чем движения по разломам.

Фаменские соляные структуры, начиная с полесского времени, вступили в следующий, полесский этап галокинеза, который завершился крупной фазой галокинеза, приуроченной к предкаменноугольному перерыву в осадконакоплении (Гарецкий, Конищев, Толстошеев, 1979). Распределение мощностей надсолевых девонских отложений полностью подчиняется структурному плану фаменской соленосной толщи: они имеют максимальную мощность (1600 м) в синклинальных зонах, резко сокращаются к сводам валов и отсутствуют в сводах многих криптодиапиров. Но поскольку надсолевые девонские отложения размывались длитель-

но, вплоть до юрского времени, такие перепады мощностей превышают амплитуды роста поднятий в полесское время.

Механизм формирования и история развития фаменских соляных поднятий и разделяющих их синклинальных зон с поднятиями типа "щита черепахи" показаны на примере Николаевского и Каменского соляных поднятий и разделяющей их Преднаровлянской синклинальной зоны с Заозерным поднятием. На основе профиля через эти структуры (см. рис. 9.53) построена серия палеопрофилей (рис. 10.10). Таким же образом на основе профиля через Каменское и Прудокское соляные поднятия и разделяющую их Свободскую синклиналь (см. рис. 9.54) построена серия палеопрофилей (рис. 10.11), которые характеризуют механизм формирования и историю развития соляных поднятий, асимметричных синклинальных зон, первичных и вторичных компенсационных синклиналей.

Об амплитудах роста соляных поднятий в полесском цикле галокинеза можно судить по изменению мощностей полесских отложений в межкупольных зонах, в том числе на межкупольных поднятиях типа "щита черепахи", где полесские отложения залегают под каменноугольными породами. По эти данным амплитуда роста соляных поднятий в полесском цикле галокинеза составляет многие сотни метров. Так, в Северо-Каменской (Свободской) синклинали между Каменским и Прудокским соляными поднятиями мощность полесских отложений уменьшается от осевой части зоны к крыльям поднятий от 820 до 140 и 360 м (см. рис. 10.10). Уменьшение мощности послойное, что указывает на конседиментационный рост соляных поднятий: мощность верхнестаробинских отложений уменьшается от 270 м в осевой части зоны в скв. Прудокская 4 до 150 м в скв. Прудокская 30К, следовательно, амплитуда конседиментационного роста Прудокского соляного поднятия в позднестаробинское время составляла не менее 120 м. В основном, рост соляных поднятий был постседиментационным и приуроченным к предкаменноугольному перерыву в осадконакоплении. На это указывает несогласное залегание каменноугольных отложений на полесских: на боровских — в осевой части синклинали, на ствижских и старобинских — на крыльях соседних соляных поднятий. По-видимому, в сводах Каменского и Прудокского соляных поднятий полесские отложения были полностью размыты (см. рис. 10.11_{II}), а галитовая подтолща выходила на поверхность и, следовательно, амплитуда роста соляных поднятий относительно разделяющей их синклинали была равна мощности полесских отложений и составляла порядка 800 м (Конищев, 1996_{I}).

В соседней межкупольной зоне между Каменским и Николаевским соляными поднятиями в своде обращенного Заозерного межкупольного поднятия типа "щита черепахи" мощность полесских отложений составляет 420—500 м, а на крыльях соляных поднятий под каменноугольными отложениями она уменьшается до 120 м послойно и в результате размыва в кровле, вследствие чего каменноугольные отложения залегают на боровских и ствижских в центре межкупольной зоны и на старобинских на крыльях соляных поднятий (см. рис. 9.53). Таким образом, минимальная амплитуда роста Каменского и Николаевского соляных поднятий в полесскую фазу галокинеза составляла 300—400 м, но, по-видимому, она была больше, так как в предкаменноугольную фазу галокинеза все полесские отложения в сводах соляных поднятий, вероятнее всего, были размыты полностью.

В своде Василевичского межкупольного поднятия мощность полесских отложений равна 1050—1100 м, на его крыльях по направлению к соседним Руднинскому и Золотухинскому соляным поднятиям их мощность сокращается до 360 и 445 м и, следовательно, амплитуда роста этих поднятий в полесском цикле галокинеза превышала 600 м. Их рост был в значительной степени конседиментационным, на что указывает сокращение мощностей литологических пачек по направлению к соляным поднятиям (Конищев, 1975).

В полесском цикле галокинеза соляные поднятия находились на первой стадии развития — стадии первичных компенсационных синклиналей, которая началась в оресско-стрешинский этап галокинеза. Поэтому оресско-стрешинские соленосные и полесские надсолевые отложения образуют линзы пород, выполняющие первичные компенсационные синклинали и выклинивающиеся к сводам соседних соляных поднятий (см. рис. 10.10, 10.11_{I-II}). Их мощности в осевых частях компенсационных синклиналей превышают величину регионального погружения на величину мощности активной соли галитовой подтолщи, отжатой из осевых частей синклиналей в соседние соляные массивы.

Некоторые межкупольные зоны и соляные поднятия завершили стадию первичных компенсационных синклиналей и соляных "подушек" к концу полесского времени и в карбоне вступили в стадию вторичных компенсационных синклиналей. Так, на Василевичском межкупольном поднятии в его своде (бывшей осевой части первичной компенсационной синклинали) мощность турнейских отложений минимальна (92—96 м), на крыльях она увеличивается до 202—302 м. Следовательно, к концу полесского времени активная соль галитовой подтолщи была полностью отжата из осевой части первичной компенсационной синклинали и с турнейского времени начали формироваться вторичные компенсационные синклинали, последовательно смещавшиеся во времени к сводам соседних соляных массивов. На Заозерном межкупольном поднятии стадия первичных компенсационных синклиналей продолжалась в турнейском веке и, только начиная с визейского века, поднятие

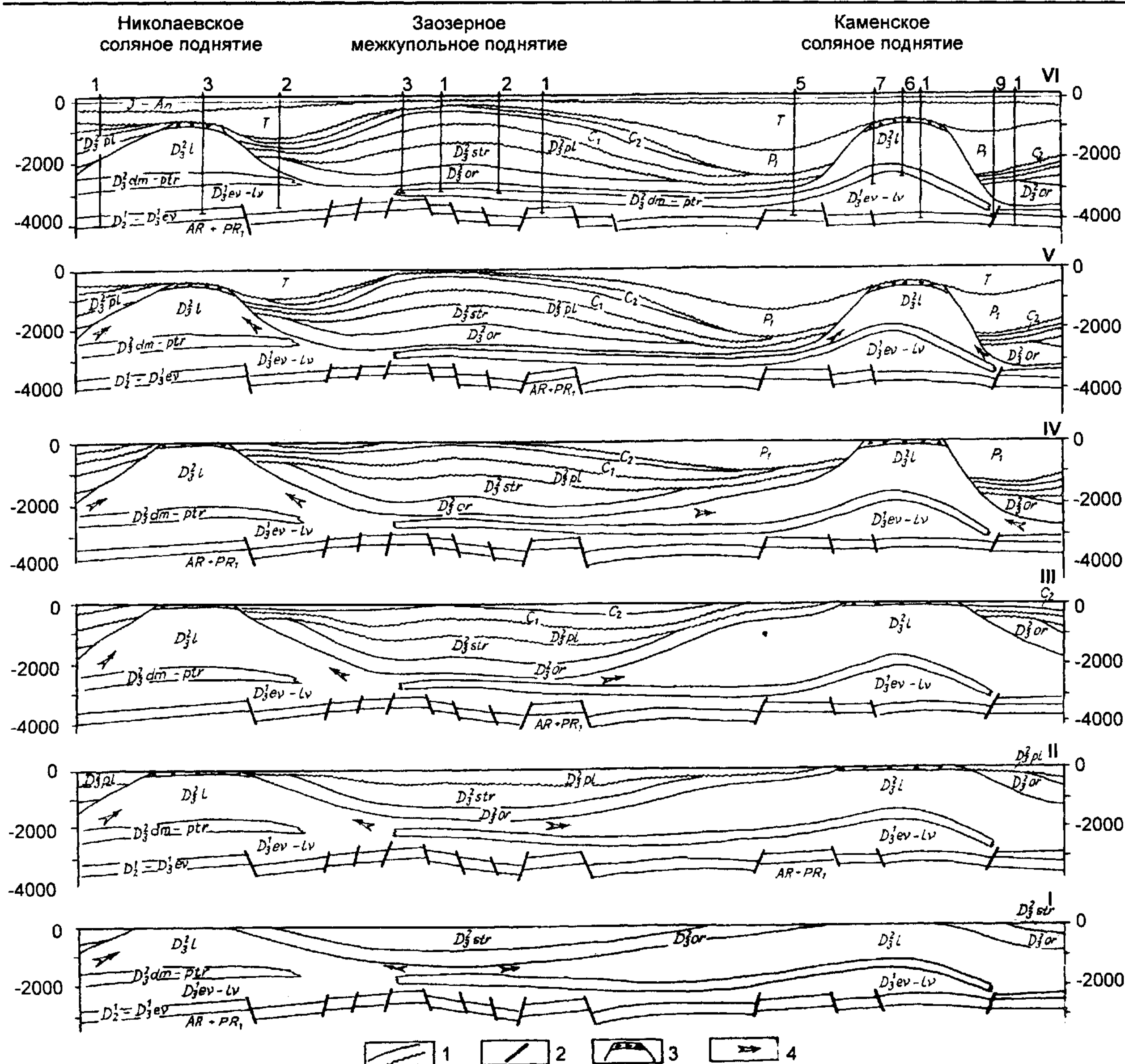


Рис. 10.10. Схема формирования соляных и межкупольных поднятий. Палеопрофили через Николаевское и Каменское соляные и Заозерное межкупольное поднятия к началу полесского (I), каменноугольного (II), пермского (III), триасового (IV), юрского (V) времени и современный геологический профиль (VI). Составил В. С. Конищев.

1 — стратиграфические границы без размыва и с размывом, 2 — разломы, 3 — брекчии кепрока, 4 — направление течения соли.

вступило в стадию вторичных компенсационных синклиналей.

Межкупольные поднятия формировались в единичных относительно симметричных синклинальных зонах. Большинство синклинальных зон асимметричные, так как они формировались в результате односторонней направленной вверх по восстанию ступеней миграции компенсационных синклиналей (см. рис. 10.11_{I-V}). Они образованы сочетанием первичных компенсационных синклиналей в погруженных частях ступеней, выполненных отложениями глинисто-галитовой подтолщи и надсолевого девона, и вторичных компенсационных синклиналей, заполненных отложениями карбона, нижней перми и триаса и расположенных в поднятых частях ступеней.

На полесском этапе галокинеза наиболее активно прогибались Южно-Ельская, Преднаровлянская, Предмалодушинская, Предречицкая, несколько в меньшей степени — Предпервомайская и Предберезинская синклинальные зоны в их восточных частях, что было связано с увеличением в восточном направлении амплитуд подвижек по разломам и активности фаменского галокинеза.

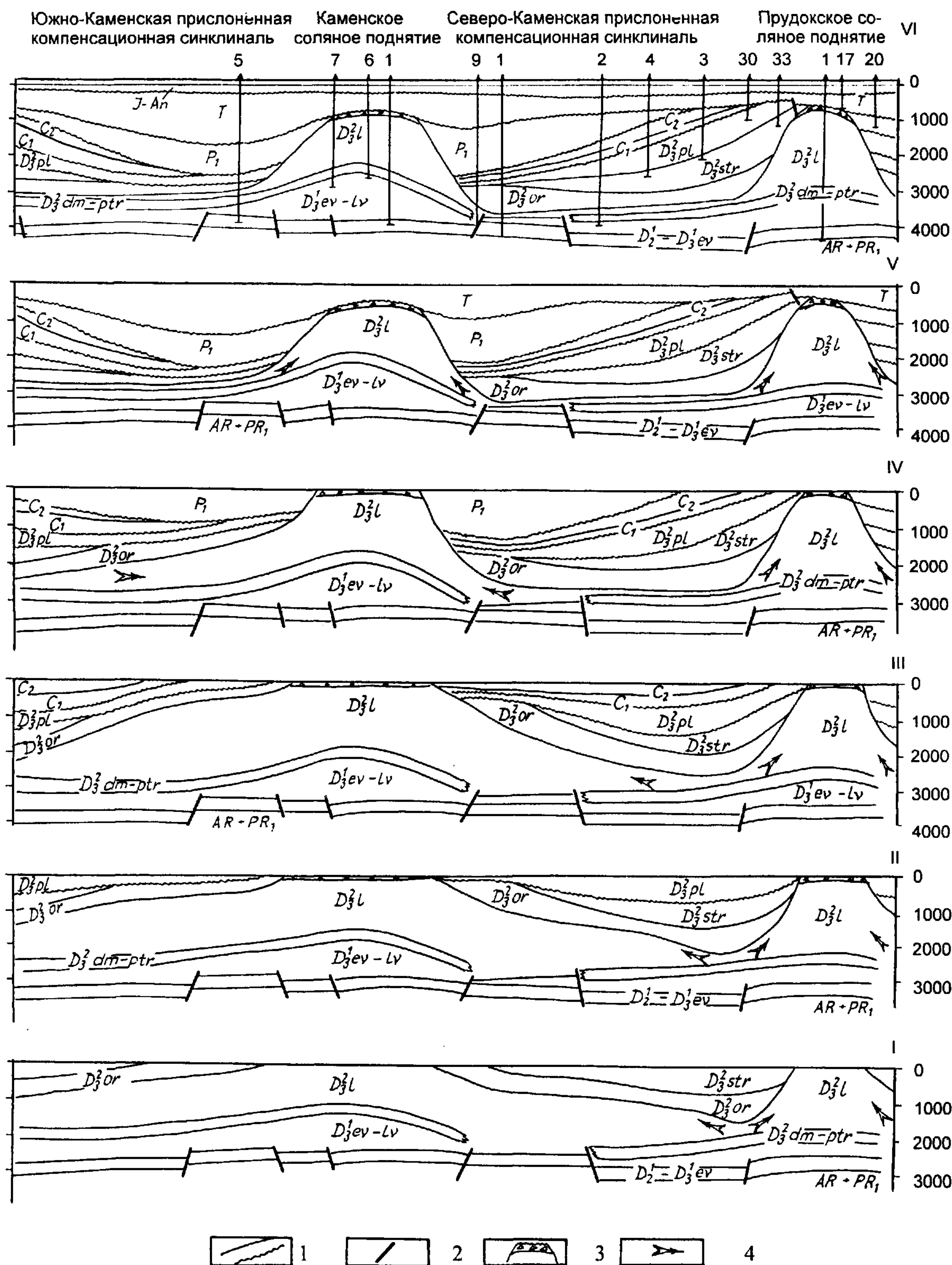


Рис. 10.11. Схема формирования соляных поднятий и асимметричных межкупольных прогибов. Палеотектонические профили через Каменское и Прудокское соляные поднятия, Южно-Каменскую и Северо-Каменскую прислоненные компенсационные синклинали к полесскому (I), каменноугольному (II), пермскому (III), триасовому (IV), юрскому (V) времени и современный геологический профиль. Составил В.С. Конищев.

1 — стратиграфические границы без размыва и с размывом, 2 — разломы, 3 — брекчии кепрока, 4 — направление течения соли.

Структурный план территории Беларуси в конце рифтовой стадии герцинского этапа показан на палеотектонической карте Беларуси к началу стадии поздней надрифтовой синеклизы (рис. 10.12). Сравнение этой карты с палеотектонической картой начала рифтовой стадии (см. рис. 10.5) показывает, что строение Оршанской впадины и Белорусской антеклизы, северо-восточной центриклинали Волынской впадины, восточной центриклинали Подлясско-Брестской впадины, юго-восточного крыла Балтийской синеклизы не претерпело существенных изменений в течение рифтовой стадии. Главными новообразованиями этой стадии являются Припятский прогиб с Северо-Припятским плечом и Брагинско-Лоевская седловина, структура которых была близка к современной, поскольку на последующей стадии наложенной синеклизы она не претерпела существенных изменений. В связи с их активным погружением в качестве остаточных структур сформировались Жлобинская седловина и Бобруйский выступ к северу и Полесская седловина к западу. Полесская седловина, разделяющая Припятский прогиб и Подлясско-Брестскую впадину, образовалась на месте Слуцко-Солигорской седловины, разделявшей Оршанскую и Волынскую впадины.

Каменноугольно-среднетриасовая стадия поздней синеклизы

Как отмечалось ранее, стадия поздней наложенной синеклизы, по нашему мнению, начинается с турнейского времени, так как с этого времени на порядок снижаются темпы погружения Припятского прогиба и в несколько раз (в пять и более) уменьшаются амплитуды и скорости подвижек по разломам. Подтверждается эта точка зрения и тем, что до поздневизейского времени Припятский прогиб был самостоятельной структурой и был отделен от Днепровско-Донецкого прогиба Брагинско-Лоевской седловиной, а с поздневизейского времени северная часть седловины была погребена и Припятский прогиб вместе с Брагинско-Лоевской седловиной превратился в западную центриклиналь синеклизы, наложенной на Припятско-Днепровско-Донецкий палеорифт.

Следует также учесть, что в Днепровско-Донецком прогибе начало стадии синеклизы установлено по появлению на его бортах турнейских отложений, а поскольку рифтогенез и высокая тектоническая активность последовательно продвигались от Донбасса к Припятскому прогибу, а затем отступали в этом же направлении, рифтогенез не мог завершиться в Припятском прогибе позднее, чем в Днепровско-Донецком.

Турнейско-ранневизейская фаза начинает стадию поздней наложенной синеклизы после перерыва в осадконакоплении и глубокого размыва надсолевых девонских отложений накоплением морской карбонатно-терригенной формации турнейского возраста. Это сероцветная глинисто-мергельно-известняковая толща с редкими прослоями мелкозернистых песчаников (на севере и западе прогиба) и глинисто-песчаные отложения пестрой окраски (на юге). Раннетурнейская трансгрессия была обширной и захватила весь прогиб, при этом, судя по палеонтологическим и литолого-палеогеографическим данным, Припятский, Днепровско-Донецкий и Подмосковный бассейны представляли собой единое море. К концу упинского времени море обмелело и многие возвышенные участки превратились в сушу. В черепетское время началась позднетурнейская трансгрессия, когда Припятский морской бассейн соединился проливом с Львовским бассейном. Морские условия в турнейское время неоднократно сменялись лагунно-пресноводными, что наиболее характерно для регрессии кизеловского времени. Наиболее благоприятная для существования морских организмов среда существовала в черепетское время, на что указывает обилие остатков брахиопод, криноидей, конодонтов и другой фауны. Климат в турнейском веке был теплый и влажный, так как территория находилась в приэкваториальной зоне. Основным источником сноса обломочного материала был Украинский щит, откуда поступал грубообломочный материал; в меньшей степени в этой роли выступали Белорусская и Воронежская антеклизы (Толстошеев, 1988).

Позже турнейские отложения неоднократно подвергались интенсивному размыву и сохранились лишь в синклинальных зонах Припятского прогиба и более широко в Туровской центриклинали, где степень структурной дифференциации была незначительной.

Завершилась турнейско-ранневизейская начальная фаза стадии наложенной синеклизы накоплением малиновско-бобриковской терригенной каолинитово-угленосной пестроцветной формации, сложенной песчаными и глинистыми, в том числе каолиновыми породами с прослоями бокситов, давсонита и углей. Отложения накапливались в условиях теплого и влажного климата на низкой равнине в пресноводных озерных водоемах и реках, приуроченных к синклинальным зонам, в основном, на юге прогиба. Таким образом, после погружения территории и морской трансгрессии в начале турнейско-ранневизейской фазы она завершилась подъемом территории и регрессией моря в малиновско-бобриковское время с накоплением континентальных отложений.

Фаменские соляные структуры, начиная с турнейского времени, вступили в следующий, каменноугольно-пермский этап галокинеза, который можно подразделить на турнейско-ранневизейский, тульско-серпуховский, башкирско-позднекаменноугольный и пермский циклы галокинеза, каждый из которых завершается фазой галокинеза (Конищев, 1968, 1975, 1996_1).

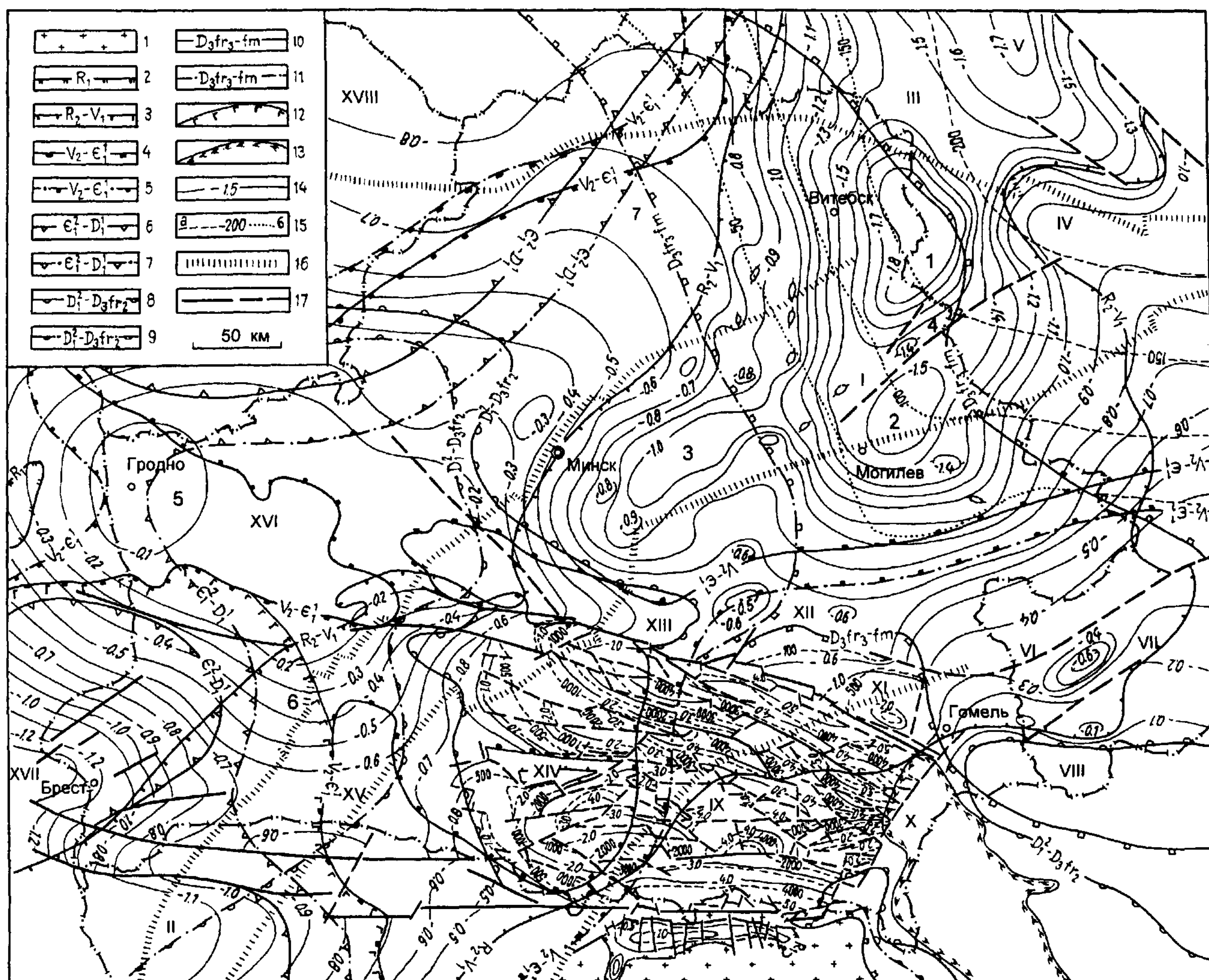


Рис. 10.12. Палеотектоническая карта Беларуси к началу стадии поздней синеклизы (предкаменноугольное время). Составили Р.Г. Гарецкий, Р.Е. Айзберг.

1 — фундамент Восточно-Европейской платформы на поверхности; границы распространения структурных подразделений: 2 — нижнерифейского комплекса, 3 — полесско-вильчанского комплекса, 4–5 — волынско-балтийского комплекса (4 — современные, 5 — предполагаемые первоначальные), 6–7 — талсинско-жединского комплекса (6 — современные, 7 — предполагаемые первоначальные), 8–9 — зигенско-среднефранского этажа (8 — современные, 9 — предполагаемые первоначальные); 10–11 — верхнефранско-фаменского этажа (10 — современные, 11 — предполагаемые первоначальные); границы распространения формаций: 12 — волынской трапповой, 13 — позднедевонской щелочно-основной—щелочно-базальтоидной; 14 — палеоизогипсы поверхности фундамента к предкаменноугольному времени, км; 15 — палеоизогипсы подошвы верхнефранских отложений, м: а — в области современного развития, б — на площадях их полного размыва; 16–17 — основные разломы: 16 — доплатформенные, 17 — платформенные. Структуры поверхности фундамента: I — Оршанская впадина (1 — Витебская мульда, 2 — Могилевская мульда, 3 — Червенский структурный залив, 4 — Центрально-Оршанский горст); II — Волынская впадина; III — Велижская седловина; IV — Ярцевский выступ; V — Торопецкий залив; VI — Суражский выступ; VII — Клинцовский грабен; VIII — Гремячский выступ; IX — Припятский прогиб; X — Брагинско-Лоевская седловина; XI — Северо-Припятское плечо; XII — Жлобинская седловина; XIII — Бобруйский выступ; XIV — Микашевичско-Житковичский выступ; XV — Полесская седловина; XVI — Белорусская антеклиза (5 — Гродненско-Мостовский выступ, 6 — Ивацевичский выступ, 7 — Вилейский выступ); XVII — Подлясско-Брестская впадина; XVIII — Балтийская синеклиза.

Турнейско-ранневизейский цикл галокинеза включает время накопления морской карбонатно-терригенной формации турнейского яруса и региональный подъем в малиновско-бобриковское время, когда в единичных синклиналях накапливались континентальные озерно-аллювиальные отложения.

В этот цикл галокинеза скорости движений по разломам и скорости роста соляных поднятий были в два раза меньше, чем в предыдущий, полесский. Так скорости движений по Речицкому разлому снизились от 60 м/млн лет в полесское время до 30 м/млн лет в турнейское и ранневизейское время. Скорость роста Золоту-

хинского соляного поднятия уменьшилась от 120 м/млн лет в полесское время до 60 м/млн лет в турнейское и ранневизейское время.

В этом цикле галокинеза соляные структуры развивались по структурному плану, заложенному в оресско-стрешинском цикле галокинеза. Турнейские отложения имеют площадное распространение только в Туровской центриклинали, где их мощности достигают 100 м, при этом в связи с отсутствием фаменского галокинеза и слабой структурной дифференциацией они выдержаны. В Старобинской центриклинали турнейских отложений нет, на остальной территории прогиба они сохранились лишь в активно прогибавшихся синклинальных зонах, в пределах валов они размыты. Наиболее активно прогибалась Южно-Ельская синклинальная зона, где мощность турнейских отложений достигает 600 м и более, а также восточные части Преднаровлянской, Предсколодинской, Предмалодушинской и Предречицкой синклинальных зон. Континентальные малиновско-бобриковские отложения, вероятно, накапливались локально лишь в наиболее активно прогибавшихся вследствие галокинеза синклинальных зонах, в основном, на юге прогиба, где их мощность достигает 300 м.

В начальную турнейско-ранневизейскую фазу стадии наложенной синеклизы Припятский прогиб оставался самостоятельной структурой: от Днепровско-Донецкого прогиба он был отделен Брагинско-Лоевской седловиной, в пределах которой отсутствуют полесские и турнейские отложения, а малиновско-бобриковские развиты ограниченно в речных долинах.

Поздневизейско-позднекаменноугольная фаза стадии наложенной синеклизы характеризуется невысокой скоростью движений по разломам, активным проявлением фаменского галокинеза и накоплением поздневизейско-серпуховской паралической карбонатно-терригенной угленосной сероцветной, башкирской паралической карбонатно-терригенной угленосной пестроцветной и московской карбонатно-терригенной пестроцветной формаций. Завершилась фаза длительным позднекаменноугольным перерывом в осадконакоплении.

Погружение территории Припятского прогиба в тульское время привело к трансгрессии морского бассейна из Днепровско-Донецкого прогиба и Московской синеклизы и накоплению в мелководно-морских, прибрежно-морских и континентальных условиях песков, глин и углей. В позднетульское и окское время установились морские условия и появилась фауна остракод, брахиопод и фораминифер, в это время морские бассейны Припятского и Львовского прогибов, по-видимому, соединялись морским проливом. Началось накопление карбонатных отложений. В конце венёвского времени в результате частичной регрессии пролив исчез, Львовский и Припятский морские бассейны превратились в заливы Западно-Европейского и Восточно-Европейского морей. В серпуховское время накапливались глинистые, в меньшей мере карбонатные осадки (Толстошеев, 1988). Несмотря на длительное существование морского бассейна, мощность накопившейся паралической карбонатно-терригенной сероцветной формации невелика (до 150 м), что свидетельствует о низких темпах прогибания в условиях слабой тектонической активности стадии наложенной синеклизы. На большей части территории формация была размыта и сохранилась лишь в синклинальных зонах Припятского прогиба и в северной части Брагинско-Лоевской седловины. В Припятском прогибе мощности формации отражают, в основном, величину компенсационного прогибания синклиналей за счет оттока соли галитовой подтолщи в соляные массивы, поэтому отложения развиты на участках наиболее активного проявления фаменского галокинеза.

После перерыва в осадконакоплении в конце серпуховского и начале башкирского времени новая морская трансгрессия из Днепровско-Донецкого прогиба началась в прикамское время и в мелководном опресненном бассейне и на его периферии накапливались песчано-глинистые отложения, углистые глины и угли. В черемшанское время трансгрессия расширилась и в мелководном морском бассейне накапливались карбонатные водорослевые породы с остатками морской фауны (кораллы и др.). В мелекесское время имели место регрессия и трансгрессия, морской бассейн был мелководным, опресненным и неустойчивым, в нем накапливались преимущественно терригенные осадки, пестроцветная окраска которых свидетельствует об их латеритном выветривании в условиях жаркого и влажного климата во время предмосковского перерыва в осадконакоплении (Толстошеев, 1988). Мощности башкирской паралической карбонатно-терригенной угленосной пестроцветной формации также невелики (до 150 м). От размыва она сохранилась в северной части Брагинско-Лоевской седловины и в отдельных синклинальных зонах восточной части Припятского прогиба, где ее мощность отражает величину компенсационного прогибания вторичных компенсационных синклиналей за счет оттока соли галитовой подтолщи со склонов к сводам соляных массивов.

После кратковременного перерыва началась новая трансгрессия морского бассейна из Днепровско-Донецкого прогиба и в нем накопились породы карбонатно-терригенной пестроцветной формации московского яруса: пески и песчаники (мытвинская свита) в нижней части, глины с прослоями алевролитов и песчаников (гулевичская свита) – в средней, глины и известняки (днепровская свита) — в верхней части. Морской бассейн был мелководным с нормальной соленостью и газовым режимом и в нем обитала морская фауна (брахиоподы, фораминиферы и др.), но климат стал более сухим и жарким и условия осадконакопления были пре-

имущественно окислительными, на что указывает преобладание в разрезе формации пестроцветных пород. Как и подстилающие отложения, накопившиеся в поздневизейско-позднекаменноугольную фазу, породы данной формации развиты в северной части Брагинско-Лоевской седловины и в отдельных синклинальных зонах восточной части Припятского прогиба. Их мощности достигают 200 м и лишь в единичных синклинальных зонах (Северо-Наровлянская) — 350 м (Толстошеев, 1988).

В начале позднекаменноугольной эпохи море еще, возможно, заходило в Припятский прогиб из Днепровско-Донецкой впадины, но большую часть позднего карбона Припятский прогиб и Брагинско-Лоевская седловина были сушей с континентальным сухим и жарким климатом. Длительный позднекаменноугольный перерыв в осадконакоплении, захвативший, вероятно, и небольшую часть раннепермского времени, завершает первую, поздневизейско-позднекаменноугольную фазу стадии наложенной синеклизы. В это время происходил интенсивный и глубокий размыв поздневизейско-среднекаменноугольных и более древних отложений.

Таким образом, для поздневизейско-позднекаменноугольной фазы стадии наложенной синеклизы характерно медленное слабое погружение Припятского прогиба и Брагинско-Лоевской седловины, периодические трансгрессии из Днепровско-Донецкой впадины мелководного морского бассейна и накопление маломощных паралических карбонатно-терригенных формаций сероцветных и угленосных в начале и пестроцветных в конце фазы, многочисленные перерывы в осадконакоплении и длительный перерыв, завершающий фазу. На западе Припятского прогиба, где галокинез не проявился или проявился слабо, отложения этой фазы отсутствуют, на востоке они развиты в синклинальных зонах и выполняют вторичные прислоненные компенсационные синклинали, их мощности компенсируют прогибание, обусловленное оттоком соли галитовой подтолщи со склонов к сводам соляных поднятий. Поэтому суммарная амплитуда регионального прогибания и поднятия в эту фазу близка к нулю (см. рис. 10.6).

Амплитуды движений по разломам в эту фазу были невелики: так по Речицко-Вишанскому разлому на Осташковичской площади амплитуда подвижек в поздневизейское и серпуховское время оценивается в 180 м, в башкирское — около 70, в московское, в позднем карбоне и перми — 93 м. Скорости движений по разломам составляли 1,5 м/млн лет в позднем визе, около 6 — в серпуховский век, 10 — в башкирский век и менее 5 м/млн лет — в московский век, в позднем карбоне и перми, что на порядок меньше, чем в заключительную, и на два порядка меньше, чем в главную фазу рифтовой стадии.

Северная часть Брагинско-Лоевской седловины в течение поздневизейско-позднекаменноугольной фазы была погребена и вместе с Припятским прогибом она стала западной центриклинальной частью наложенной на Припятско-Донецкий палеорифт синеклизы.

Дифференциация мощностей отложений, накопившихся в течение тульско-позднекаменноугольной фазы стадии синеклизы, обусловлена, в основном, галокинезом в галитовой подтолще фаменской соленосной формации. Они выполняют прислоненные компенсационные синклинали, так как соляные поднятия в эту фазу находились, в основном, на стадии вторичных компенсационных синклиналей, когда рост соляных поднятий продолжался в результате перемещения соли со склонов к сводам соляных массивов. Темпы роста соляных структур в эту фазу были также значительно меньше, чем в заключительную полесскую фазу рифтовой стадии и в лебедянско-стрешинскую подфазу главной фазы рифтовой стадии. Например, скорость роста Золотухинского соляного поднятия составляла 3 м/млн лет в позднем визе, 20 — в серпуховское, 30 — в башкирское и менее 5 м/млн лет — в московское время, в позднем карбоне и перми по сравнению с 60 и 120 м/млн лет соответственно в полесское и оресско-стрешинское время (Конищев, 1975).

В эту фазу стадии наложенной синеклизы вся территория Беларуси за пределами Припятского прогиба воздымалась и размывалась, очевидно, без значительной дифференциации восходящих движений.

Пермской фазе стадии наложенной синеклизы в Припятском прогибе соответствует время накопления нижнепермских отложений и длительный перерыв в осадконакоплении, объединяющий значительную часть раннепермского и все позднепермское время*.

Стадия началась в ассельское время трансгрессией морского бассейна из Днепровско-Донецкого прогиба, которая временами достигала центральных районов прогиба. На это указывает присутствие в нижнепермских отложениях Новоселковской площади в восточной части Предчервонослободской синклинальной зоны органогенных построек, выделямых на временных разрезах (устное сообщение В.В. Шапрана). Но, в основном, в центральных районах Припятского прогиба в это время накапливались пестроцветные песчано-глинистые отложения небольшой (11—39 м) мощности с включениями сульфатов. Аномально большая (до 1600 м) мощ-

* В отличие от В.К. Голубцова и К.Н. Монкевича В.С. Конищев считает, что верхнепермских отложений в Припятском прогибе нет, а дудичская (пересажская) свита имеет триасовый возраст, что соответствует решению совещания по стратиграфии перми и триаса Восточно-Европейской платформы (г. Саратов, 1979).

ность нижнепермских отложений прудковской свиты установлена в Свободской мульде, которая представляет собой вторичную компенсационную синклиналь, прислоненную к северному склону Каменского соляного поднятия. Это толща засолоненных в нижней части пестроцветных песчано-глинистых пород с прослоями каменной и калийных солей. Нижнепермские отложения в Припятском прогибе накапливались в условиях сухого и жаркого климата, в основном, в локальных водоемах, контролировавшихся прислоненными компенсационными синклиналями, за счет размыва и переотложения терригенного материала, а также каменной и калийных солей в сводах соседних соляных поднятий.

В пермскую фазу стадии наложенной синеклизы территория Припятского прогиба воздымалась, что приводило к интенсивному размыву накопившихся отложений. Нижнепермские отложения накапливались локально в центральных районах прогиба с активным проявлением фаменского галокинеза в прислоненных компенсационных синклиналях, прогибавшихся за счет оттока соли галитовой подтолщи со склонов к сводам соляных массивов. На пермском этапе галокинеза фаменские соляные структуры находились на стадии вторичных компенсационных синклиналей и этот этап завершился крупной фазой постседиментационного галокинеза.

В пермское время большая часть территории Беларуси воздымалась и размывалась. Помимо Припятского прогиба и Брагинско-Лоевской седловины лишь на юге Балтийской синеклизы и в осевой части Подлясско-Брестской впадины наметились относительно узкие полосы погружений субширотного простирания, в которых накапливались пестроцветные молассоиды.

Нижне-среднетриасовая фаза стадии наложенной синеклизы завершает герцинский этап. В эту фазу прогибание и осадконакопление происходили в Припятском прогибе, а также в Подлясско-Брестской впадине и Балтийской синеклизе, откуда области осадконакопления вдавались на территорию Беларуси небольшими участками. Большая часть территории страны была поднята и размывалась. Фаза завершилась подъемом и размывом всей территории в течение большей части позднего триаса и ранней юры.

В Припятский прогиб из Днепровско-Донецкого в раннем и среднем триасе вдавался пресноводный континентальный водоем, в котором накапливались осадки пестроцветной молассоидной формации. Источником сноса обломочного материала был, в основном, интенсивно воздымавшийся Украинский щит.

Распространение молассоидной пестроцветной формации контролируется Припятским прогибом как единой областью прогибания, на севере и юге границы современного распространения формации близки к краевым разломам, на западе формация не заходит далеко в пределы Старобинской и Туровской центриклиналей Припятского прогиба, мощности нарастают от периферии к центру прогиба. Для формации характерно в целом концентрическое распределение фаций: в центре развиты более мелкообломочные породы, к бортам и западу центриклинали отмечается их погрубение. Это показывает, что современный контур распространения триасовых отложений в целом близок к первоначальной береговой линии, хотя ранее отложения были распространены несколько шире, особенно на западе, и были размыты во время предъюрского перерыва в осадконакоплении. Наиболее грубый материал накопился в триасовых отложениях на юге Припятского прогиба в полосе, примыкающей к Украинскому щиту. В конгломератах коренёвской свиты здесь присутствует не только галька, но и крупные валуны. В северной прибортовой зоне терригенный материал менее грубый и не так широко распространен (Монкевич, 1976). Таким образом, диссимметрия в развитии Припятского прогиба, выразившаяся в более интенсивном воздымании Украинского щита по сравнению с Белорусской антеклизой и Жлобинской седловиной, наметившаяся уже в ливенское время и четко проявившаяся в задонско-петриковское, хорошо прослеживается вплоть до триасового времени.

Интенсивность погружения в триасовое время разных частей прогиба, а также степень его дифференцированности были такими же, как в карбоне. Западная часть прогиба погружалась относительно слабо и прогибание было недифференцированным: мощности формации достигают 100—200 м. Относительно слабо прогибалась Речицко-Шатилковская ступень, где мощности формации изменяются от полного отсутствия в сводах поднятий до 250 м в синклинальных зонах и в целом возрастают к югу. На северо-востоке прогиба формация развита севернее Северо-Припятского краевого разлома. Более интенсивно, как и в карбоне, прогибалась южная часть прогиба: здесь в компенсационных синклиналях, прислоненных к соляным поднятиям западной части Ельского вала, мощность формации составляет 800—1000 м. Над восточной частью Ельского вала развита глубокая синклиналь проседания, сливающаяся с прислоненными компенсационными синклиналями, в ней мощность формации достигает 800 м. Так же активно и резко дифференцированно вследствие галокинеза прогибалась средняя часть прогиба и восточная половина Червонослободско-Малодушинской ступени, где мощности формации изменяются от менее 200 м в сводах соляных поднятий и поднятий типа "щита черепахи" до 1000—1500 м в компенсационных синклиналях и мульдах. Хойникский выступ и Брагинско-Лоевская седловина погружались с амплитудой 100—300 м, ввиду отсутствия в их пределах проявлений галокинеза прогибание было слабодифференцированным. Верхняя часть молассоидной формации, представленная среднетриасовыми отложениями, развита лишь в

средней части прогиба на участках активного проявления галокинеза и отсутствует на западе, севере и востоке (Монкевич, 1976).

В ранне-среднетриасовую, как и в предыдущие фазы стадии наложенной синеклизы, Брагинско-Лоевская седловина не проявлялась в структуре и мощностях отложений и вместе с Припятским прогибом была западной центриклинальной частью наложенной на Припятско-Донецкий палеорифт синеклизы.

Для ранне-среднетриасовой фазы рифтовой стадии характерно дальнейшее снижение активности роста соляных поднятий и особенно движений по разломам. Заметных подвижек по разломам в это время вообще не было или они составляли первые десятки метров. Наиболее активными были движения по Буйновичско-Наровлянскому разлому на Восточно-Наровлянской площади и по Червонослободско-Малодушинскому разлому на Малодушинской, где амплитуды подвижек достигали 240 и 336 м соответственно. Скорости движений по разломам достигали 4—6 м/млн лет, составляя в среднем 2—3 м/млн лет (Конищев, 1975).

Соляные структуры на этом этапе развивались на стадии вторичных компенсационных синклиналей без заметного воздействия разломной тектоники при участии лишь гравитационного фактора в результате перераспределения соли внутри соляных массивов — ее течения от крыльев к сводам, вследствие чего росли соляные поднятия, а на их крыльях формировались прислоненные компенсационные синклинали и мульды.

Скорость роста соляных поднятий на этом этапе относительно дна сопряженных компенсационных синклиналей, т. е. суммарную скорость роста поднятий и скорость прогибания синклиналей за счет оттока соли, характеризуют диаграммы скорости роста локальных поднятий Припятского прогиба в мезозое и кайнозое (в м/млн лет) (рис. 10.13—10.15).

Амплитуды прогибания прислоненных компенсационных мульд и синклиналей в дудичское время достигали 100—150 м и более. Активно развивались прислоненные мульды и синклинали во время накопления пород мозырской, калинковичской и наровлянской свит триаса. Амплитуда прогибания Южно-Баженовской синклинали относительно свода Баженовского межкупольного поднятия составляет 338 м и более, Южно-Притокской синклинали — свыше 284, Южно-Золотухинской — 184, Южно-Азерецкой — 864 м и т. д. Мощность нижнетриасовых отложений, выполняющих синклинали и мульды, в 1,5—4 раза больше, чем на соседних межкупольных поднятиях, при этом послойная корреляция триасовых отложений показывает, что прогибались они длительно во время осадконакопления. Так, амплитуда конседиментационного прогибания Южно-Золотухинской синклинали достигала 50 м, Южно-Руднинской — превосходила 65, Южно-Баженовской — 125, Южно-Азерецкой — 500 м. Синклинали и мульды прогибались и во время позднетриасового перерыва в осадконакоплении и коэффициент конседиментационности Северо-Хобнинской и Южно-Азерецкой мульд составляет 0,66, Южно-Золотухинской — 0,48, Южно-Руднинской — 0,55 (Конищев, 1975, 1996_1; Конищев, Монкевич, 1975).

Межкупольные поднятия в результате прогибания окружающих их синклиналей и мульд формировались как остаточные. Амплитуда такого относительно роста Василевичского межкупольного поднятия во время накопления отложений коренёвской свиты достигала 50—65 м, во время отложения пород мозырской, калинковичской и наровлянской свит и перерыва в осадконакоплении — 140—200 м. Амплитуда относительного роста Заозерного межкупольного поднятия достигала 60 м в дудичское время и 55—160 м в мозырское, калинковичское и наровлянское время.

Соляные поднятия, особенно в Домановичско-Заозерной зоне активного галокинеза, также формировались длительно и конседиментационно, что видно на примере Прудокского предтриасового криптодиапира (Конищев, 1975). В дудичское время амплитуда его роста достигала 135—170 м, при чем в своде отложения отсутствуют, что связано с активным конседиментационным ростом поднятия. Амплитуда роста во время накопления коренёвской свиты составляет 95—130 м. Рост поднятия полностью конседиментационный, что доказывается послойным сокращением мощностей пачек к своду. Мощность коренёвской свиты сокращена в своде Прудокского поднятия в 2—2,7 раза по сравнению с межкупольными зонами. В сводах Мозырского и Осташковичского криптодиапиров коренёвская свита вообще отсутствует и мозырская свита залегает на брекчии кепрока, что свидетельствует об их активном конседиментационном росте в коренёвское время. Амплитуда конседиментационного роста Прудокского криптодиапира относительно северного крыла в мозырское время превосходила 100 м, в раннекалинковичское — 50. В позднекалинковичское время амплитуда конседиментационного роста превосходила 30 м, постседиментационного — 50. Наиболее активно прогибалась компенсационная синклиналь, прислоненная к северному крылу поднятия, в осевой части которой сохранились от размыва отложения наровлянской свиты. Амплитуда роста Прудокского соляного поднятия на ранне-среднетриасовом этапе галокинеза составляет 355—556 м; коэффициент конседиментационности — 0,8; скорость роста составляла 6—8 м/млн лет, а с учетом сейсмических данных — 11,12 м/млн лет. Скорости роста соляных и межкупольных поднятий в Домановичско-Заозерной зоне активного галокинеза на ранне-среднетриасовом этапе галокинеза составляли 5—22,65 м/млн лет (Конищев, 1996_1).

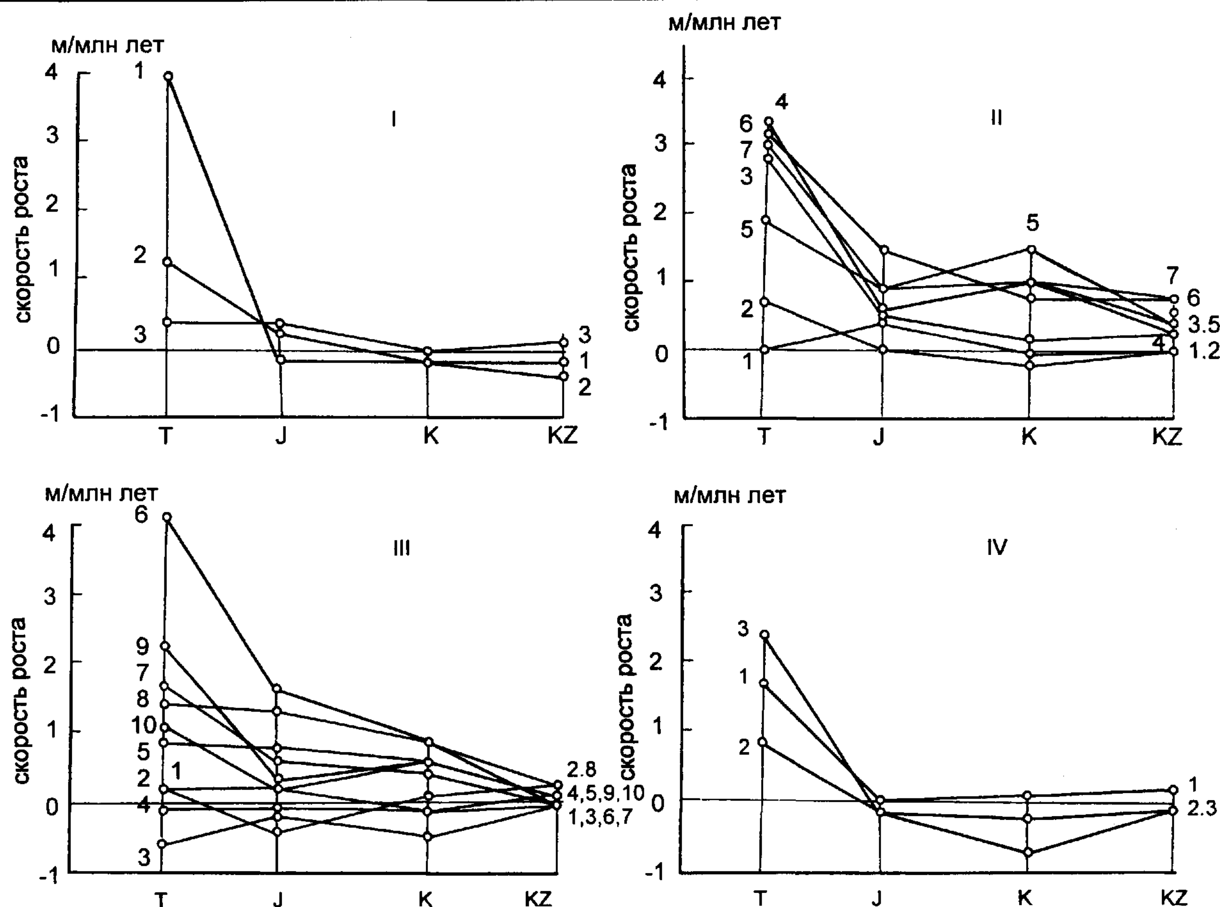


Рис. 10.13. Диаграммы скорости роста локальных поднятий Припятского прогиба в мезозое и кайнозое. Составил В.С. Конищев.

I — Березинский вал (1 — Кнышевичское, 2 — Судовицкое, 3 — Березинское поднятия); II — Чернинский и Первомайский валы (1 — Малынское, 2 — Оземлинское, 3 — Моисеевское, 4 — Северо-Чернинское, 5 — Шатилковское, 6 — Первомайское, 7 — Александровское поднятия); III — Речицкий вал (1 — Борисовское, 2 — Вишанское, 3 — Мармовичское, 4 — Давыдовское, 5 — Сосновское, 6 — Осташковичское, 7 — Тишковское, 8 — Речицкое, 9 — Василевичское, 10 — Ветхинское поднятия); IV — Червонослободский вал (1 — Червонослободское, 2 — Октябрьское, 3 — Северо-Домановичское поднятия).

Такие высокие скорости и в значительной степени конседиментационный рост характерны для зоны активного галокинеза, за ее пределами и по мере удаления от нее уменьшаются амплитуды, скорости роста, он становится в меньшей мере конседиментационным, а на некоторых поднятиях, преимущественно на периферии, рост прекращается и начинается погружение в результате суброзии. Здесь соляные поднятия уже на этом этапе галокинеза вступили в стадию затухания соляной тектоники. Для них характерны небольшие амплитуды, скорости роста и преимущественно постседиментационное развитие.

Кнышевичское, Судовицкое и Березинское диапироидные соляные поднятия Березинского вала росли со скоростью 0,35—4,1 м/млн лет (см. рис. 10.13_{I}); Оземлинское, Моисеевское и Северо-Чернинское диапироидные поднятия Северо-Чернинского вала — 0,7—3,25; Шатилковское, Первомайское и Александровское поднятия Первомайского вала—1,82—3,1 (см. рис. 10.13_{II}), поэтому все они слабо выражены в структуре триасовых отложений. Борисовское (0,17 м/млн лет) и Вишанское (0,2) диапироидные поднятия восточной части Речицкого вала росли еще медленнее; Мармовичское (–0,6) и Давыдовское (-0,1) деградировали; Сосновское (0,87), Осташковичское (4,22), Тишковское (1,54), Речицкое (1,37) и Василевское (2,22 м/млн лет) поднятия росли несколько быстрее (см.рис. 10.13_{III}) и более четко выражены в структуре триасовых отложений (Конищев, 1996_{I}).

Амплитуда роста Речицкого предтриасового криптодиапира на этом этапе составляла 60—140 м, Тишковского — 100—140, Осташковичского — 60—135 м. Преимущественно постседиментационный рост на этом этапе виден на примере Речицкого поднятия: здесь распределение мощностей дудичской и коренёвской свит вообще не имеет четкой связи со структурой,

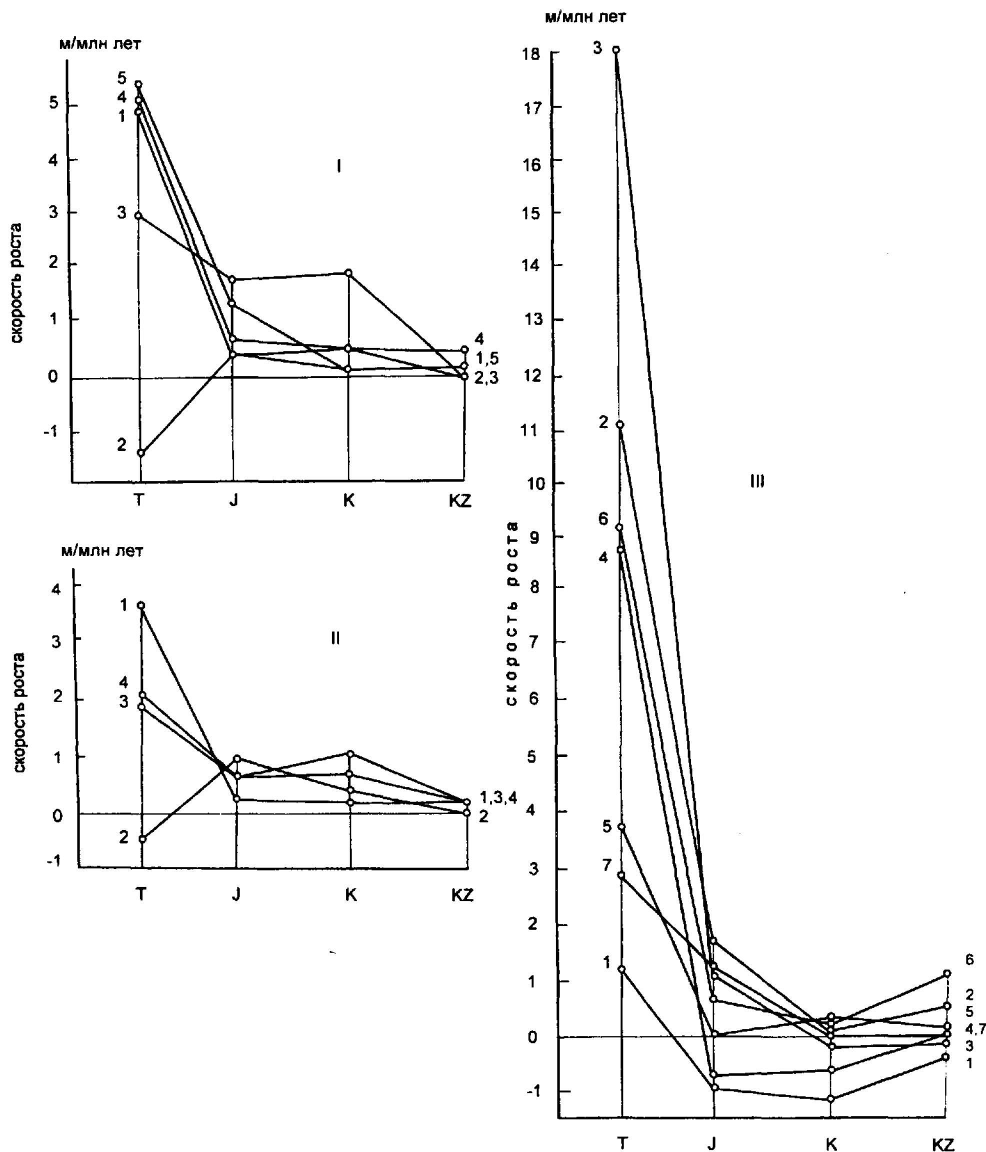


Рис. 10.14. Диаграммы скорости роста локальных поднятий Припятского прогиба в мезозое и кайнозое. Составил В.С. Конищев.

I — Малодушинский вал (1 — Руднинское, 2 — Золотухинское, 3 — Ведричское, 4 — Малодушинское, 5 — Вышемировское поднятия); II — Бобровичский, Копаткевичский и Южно-Копаткевичский валы (1 — Бобровичское, 2 — Залесское, 3 — Копаткевичское, 4 — Южно-Копаткевичское поднятия); III — Конковичский, Шестовичский, Сколодинский валы и Дудичско-Хобнинская группа поднятий (1 — Гороховское, 2 — Савичское, 3 — Скрыгаловское, 4 — Каменское, 5 — Дудичское, 6 — Хобнинское, 7 — Северо-Хобнинское поднятия).

изменения мощностей мозырской и калинковичской свит полностью подчиняются структурному плану поднятия, но обусловлены размывом в кровле. На Речицком и Тишковском поднятиях в результате роста сформировались продольные сбросы в триасовых отложениях, а на Осташковичском поднятии продольный сброс в западной части и кольцевой сброс вокруг восточного купола (Конищев, Макаревич, 1971). Сбросы формировались в фазу постседиментационного роста во время средне-позднетриасового перерыва в осадконакоплении.

В целом скорости роста соляных поднятий северной части прогиба в ранне-среднетриасовый этап галокинеза были ниже, чем в центральной части, и в 5—10 раз ниже, чем в Домановичско-Заозерной зоне активного галокинеза.

Поднятия Червонослободского вала: Червонослободское несоляное (1,8 м/млн лет), Октябрьское (0,85) и Северо-Домановичское (2,47 м/млн лет) криптодиапировые соляные росли также с небольшой скоростью (см. рис. 10.13_{IV}). В пределах Малодушинского вала актив-

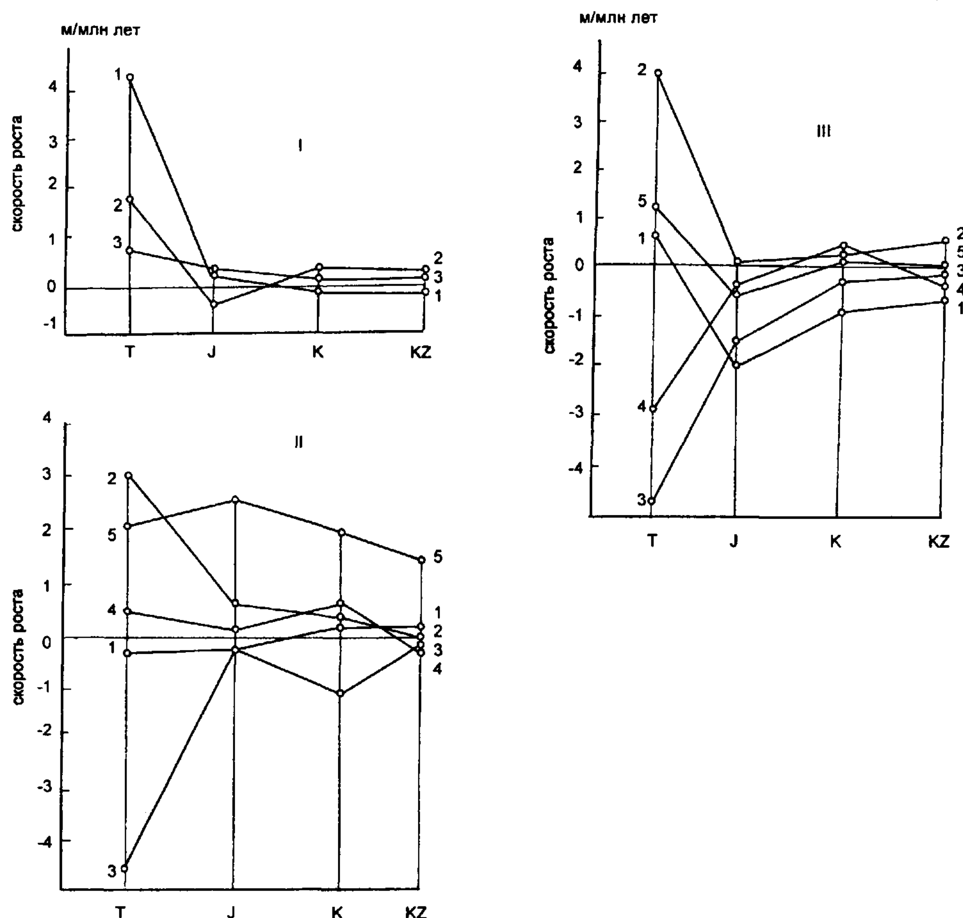


Рис. 10.15. Диаграммы скорости роста локальных поднятий Припятского прогиба в мезозое и кайнозое. Составил В.С. Конищев.

I — Буйновичский вал (1 — Буйновичское, 2 — Анисимовское, 3 — Заозерное поднятия); II — Наровлянский и Хойникский валы (1 — Кустовницкое, 2 — Наровлянское, 3 — Людвинское, 4 — Восточно-Хойникское, 5 — Омельковщинское поднятия); III — Ельский вал (1 — Западно-Валавское, 2 — Валавское, 3 — Ельское, 4 — Восточно-Ельское, 5 — Стреличевское поднятия).

но росли Смагловское (15,0 м/млн лет) и Руднинское (5,0 м/млн лет) криптодиапировые поднятия, входящие в Домановичско-Заозерную зону активного галокинеза, и слабее росли поднятия восточной части вала, при этом Золотухинское (–1,65 м/млн лет) деградировало; Ведричское (3,0), Малодушинское (5,17) и Вышемировское (5,51 м/млн лет) росли со средней для данного этапа скоростью (см. рис. 10.14_{I}).

К западу от Домановичско-Заозерной зоны активного галокинеза интенсивность роста поднятий возрастает при приближении к зоне. В пределах Копаткевичского вала западное Залесское диапироидное поднятие в триасе деградировало (–0,4 м/млн лет), в то время как расположенное восточнее Копаткевичское криптодиапировое поднятие, хотя и медленно, росло (1,87 м/млн лет). Несколько быстрее (3,7 м/млн лет) росло расположенное западнее в восточной части одноименного вала Бобровичское поднятие (см. рис. 10.14_{II}).

Примыкающие с востока к Домановичско-Заозерной зоне соляные поднятия Дудичско-Хобнинской группы росли довольно активно (см. рис. 10.14_{III}): Дудичское — со скоростью 3,75 м/млн лет, Лозковское — 12,5, Хобнинское — 9,62, Северо-Хобнинское — 2,9 м/млн лет. Расположенное восточнее Омельковщинское поднятие росло с меньшей скоростью (2,08 м/млн лет).

В пределах Наровлянского вала (см. рис. 10.15_{II}) поднятия росли слабо (Наровлянское росло со скоростью 3,17 м/млн лет) или деградировали (Кустовницкое –0,3 и Людвинское –4,55 м/млн лет). В западной части Ельского вала (см. рис. 10.15_{III}) в Домановичско-Заозерной зоне активного галокинеза поднятия росли со средней (Валавское поднятие 3,97 м/млн лет) или с невысокой (Западно-Валавское 0,67) скоростью, восточнее они деградировали (Ельское –4,75, Восточно-Ельское – 2,88 м/млн лет). Здесь, в южной части Припятского прогиба вблизи области питания пластовых вод, которой

служил Украинский щит, шло активное выщелачивание соли в сводах соляных криптодиапиров, выходивших на поверхность во время предтриасового перерыва в осадконакоплении, оно продолжалось и при накоплении триасовых пород, особенно в связи с тем, что накапливались они в континентальных условиях и были, особенно в нижней части, преимущественно терригенными. Процесс выщелачивания каменной соли сопровождался образованием брекчии кепрока, проседанием надсолевых отложений и формированием мульд оседания, которые сливались с прислоненными компенсационными синклиналями и образовывали широкие прогибы, под которыми погребены соляные массивы. Мульды оседания развивались во время осадконакопления. Так, глубина конседиментационного прогибания Ельской мульды в коренёвское время составила 75 м, а величина конседиментационного и постседиментационного прогибания в мозырское, калинковичское и наровлянское время — порядка 50 м (Конищев, Пашик, 1992). Процессам суброзии были подвержены как галитовая субформация в сводах криптодиапиров с образованием над соляными массивами брекчии кепрока, так и глинисто-галитовая на всей территории прогиба. Наиболее активно суброзия глинисто-галитовой субформации происходила по периферии бассейна и в сводах поднятий, при этом продукты ее выщелачивания мощностью от нескольких до первых сотен метров с трудом отличаются от надсолевых девонских отложений и при стратиграфическом расчленении разрезов скважин обычно включаются в их состав. Выщелачивание соли началось сразу после прекращения соленакопления и продолжается до сих пор, оказывая заметное влияние на структуру надсолевых отложений. Наиболее интенсивно этот процесс происходил в перми во время перерыва в осадконакоплении и в триасе. Оценка объема растворенных солей по объему кепрока и коэффициенту соленасыщенности показывает, что было растворено около 7 % соли галитовой и порядка 8,5 % соли глинисто-галитовой субформаций, что составляет 1675 км^3 каменной соли. Часть этой соли была переотложена в нижнепермских отложениях, но большая часть осталась в подземных водах надсолевого комплекса или была вынесена за пределы бассейна.

КИММЕРИЙСКО-АЛЬПИЙСКИЙ ЭТАП

Киммерийско-альпийский этап подразделен на два подэтапа: киммерийский (позднетриасово-аптский) и альпийский (альб-четвертичный).

Киммерийский (позднетриасово-аптский) подэтап подразделяется на позднетриасово-юрскую и неоком-аптскую стадии развития.

Позднетриасово-юрская стадия развития началась после перерыва в осадконакоплении на рубеже среднего и позднего триаса, при этом в начале стадии в позднетриасовое и раннеюрское время территория Беларуси была сушей и происходил размыв пород фундамента и чехла. Нижнетриасовые отложения (валавская свита), которые условно относятся к рэтскому ярусу (Голубцов, 1971$_2$; Монкевич, 1976), возможно, представляют собой своеобразную кору выветривания. Предположительно выделяемые нижнеюрские отложения (Маркович, Просвирякова, 1972) являются континентальными озерно-аллювиальными образованиями и также развиты локально, хотя имеются данные, что эти отложения могут оказаться нижнекаменноугольными (Митянина, 1979).

Более широкое распространение на территории Беларуси среднеюрских и верхнеюрских отложений связано с формированием крупнейших мезозойско-кайнозойских структур: Датско-Польского прогиба на западе и Припятско-Днепровской (Украинской) синеклизы на юго-востоке.

В байосском и батском веках в результате опускания юго-восточной части территории Беларуси с юго-востока проникла морская трансгрессия, которая захватила большую часть территории Припятского прогиба, а также прилегающую часть Жлобинской седловины и западную часть Воронежской антеклизы. Береговая линия проходила недалеко от современной границы распространения среднеюрских отложений, на что указывают прибрежные фации: здесь в разрезе преобладают песчаные и песчано-алевритовые породы. Это обычно мелко- и среднезернистые пески от светло- до темно-серых и черных, когда они обогащены углистым веществом, рыхлые глинистые песчаники, алевролиты. В породах в большом количестве встречаются растительные остатки, обломки обуглившейся древесины, прослои углей, стяжения и конкреции пирита. Они накапливались в прибрежно-континентальных условиях: озерах, болотах, речных долинах, лагунах.

В центральных частях бассейна отлагались горизонтально-тонкослоистые, плитчатые, некарбонатные глины серой окраски с присыпками на плоскостях наслоения белого, часто слюдистого алеврита. Встречаются растительные остатки. В основании разреза обычно залегает прослой (мощность 2—9 м) песчаных пород, для верхней части характерны породы песчано-алеврито-глинистого состава с сидеритовым цементом. Отсутствие морской фауны в отложениях байоса и бата свидетельствует, по-видимому, о значительной опресненности бассейна.

Мощности байосских и батских отложений увеличиваются от первых метров в окраинных частях до 67 м в центральных. Эта закономерность осложняется уменьшением мощностей отложений до 2—5 м в сводах поднятий и увеличением до 40—60 м в пределах синклинальных зон, что указывает на конседиментационное развитие локальных структур в Припятском про-

80. Зак. 5046.

гибе. Брагинско-Лоевская седловина не находит отражения в мощностях отложений.

В келловейский век бассейн осадконакопления расширился и захватил значительную часть территории Оршанской впадины, при этом во вторую половину века осадконакопление было типично морским, что подтверждается накоплением в это время карбонатных глин, глинистых алевритов и известняков с обильной фауной аммонитов, брахиопод, пелеципод, фораминифер. В окраинных частях бассейна отлагались пески, песчаные глины, алевриты, оолитовые известняки, указывающие на близость береговой линии. Мощности келловейских отложений изменяются от 1—3 до 85 м.

В келловейский век в погружение была вовлечена и западная часть территории Беларуси, куда проникла трансгрессия со стороны Датско-Польского прогиба. Здесь накапливались песчано-глинистые осадки мощностью до 21 м. Из остатков фауны встречаются фораминиферы и тонкостенные пелециподы.

Между восточным и западным морскими бассейнами располагалась прибрежная низменная равнина, временами заливавшаяся морем. Сохранившиеся здесь от размыва останцы келловейских отложений, сходство литологического состава пород на всей территории их распространения, а также единство видового состава органических остатков показывает, что келловейские морские бассейны на востоке и западе территории Беларуси периодически соединялись между собой (Гарецкий, Монкевич, 1978).

В оксфордский век продолжалось погружение восточной и западной частей территории Беларуси и формирование западной центриклинали Припятско-Днепровской синеклизы и Литовско-Белорусской моноклинали далекого восточного крыла Датско-Польского прогиба. Морская трансгрессия в это время достигла максимального развития. В условиях глубокого и мелкого шельфа, на прибрежной равнине, временами заливавшейся морем, накапливались карбонатные глины и известняки, иногда опесчаненные и окремнелые, с фауной аммонитов, брахиопод, пелеципод, кораллов, фораминифер. Между западной и восточной областями сплошного распространения оксфордских отложений они сохранились от размыва в виде останцов, сложенных песчаными и органогенными известняками и карбонатными алевритистыми глинами, из чего следует, что бассейны запада и востока в оксфордское время соединялись между собой. Отсутствие прибрежных фаций оксфордских отложений на севере показывает, что первоначальная площадь их распространения была значительно шире. Мощность оксфордских отложений на западе достигает 38, а на востоке 69 м.

Позднетриасово-юрская стадия развития завершилась региональным подъемом и прекращением осадконакопления в киммериджском, волжском веках конца юрского периода и берриасовом веке начала мелового периода.

На фоне формирования региональных структур в позднетриасово-юрскую стадию киммерийско-альпийского этапа продолжали развиваться разломы и локальные структуры Припятского прогиба, которые формировались под воздействием подвижек по разломам и галокинеза.

Амплитуда подвижек по разломам в позднетриасово-юрскую стадию составляла первые десятки метров. Так, амплитуда вертикального смещения по Речицко-Вишанскому региональному разлому в эту стадию изменялась в пределах 30—50 м. Амплитуда движений по Глусско-Березинскому разлому на Кнышевичской площади оценивается в 14 м, а скорость подвижек 0,2 м/млн лет. Амплитуда движений по Северо-Припятскому краевому разлому на Судовицкой площади составила 21 м, а скорость 0,3 м/млн лет. Восточнее, на Березинской, Озерщинской, Хатецкой, Решетниковской и Пионерской площадях происходила инверсия движений по разломам с амплитудой от 4 до 20 м и скоростью 0,06—0,29 м/млн лет (см. рис. 10.8, 10.9).

В позднетриасово-юрском цикле галокинеза амплитуда роста соляных поднятий составляла десятки метров: 30—60 м — на Осташковичском, 30—40 — на Тишковском, 45—70 — на Речицком, 10—30 — на Шестовичском, 40—60 — на Копаткевичском соляных поднятиях, 30—50 м — на Заозерном межкупольном поднятии. Поднятия не росли (Речицкое) или слабо росли (Осташковичское) во время осадконакопления и формировались, в основном, в предмеловую фазу куполообразования. На некоторых соляных поднятиях (Давыдовское, Ельское и др.) в результате подземного растворения соли формировались мульды оседания амплитудой в первые десятки метров. Скорости роста и прогибания изменялись от 5,53 до –1,58 м/млн лет и в большинстве случаев не превосходили 1 и –1 м/млн лет (см. рис. 10.13—10.15). Все поднятия в это время находились на стадии затухания галокинеза.

Неоком-аптская стадия развития началась в валанжинский век новой трансгрессией моря с востока и накоплением в восточной части Припятского прогиба, на Брагинско-Лоевской седловине и в восточной части Воронежской антеклизы глауконитово-кварцевых песков, алевритов и песчаных глин с глауконитом и фосфоритом (Акимец, 1971). Характер осадков, а также их небольшая (10—20 м) мощность свидетельствуют о мелководности валанжинского моря.

В готериве и барреме продолжалось прогибание юго-восточной части Беларуси и формирование центриклинали Припятско-Днепровской синеклизы, при этом морской бассейн расширялся и углублялся, в нем накапливались песчанистые и алевритистые слабослюдистые некарбонатные глины мощностью до 40 м. Бе-

реговая линия бассейна сместилась к северо-западу и в прогибание была вовлечена более значительная часть Припятского прогиба и восточная половина Жлобинской седловины. Окружающая суша была слабоприподнятой с выровненным рельефом. Состав отложений и площадь их распространения дают основание считать, что в готериве морская трансгрессия достигла максимума и с конца баррема море стало отступать к востоку.

В аптский век происходило дальнейшее сокращение площади морского бассейна и отступание его границы к юго-востоку. В этом бассейне в мелководных условиях накапливались глинистые и алевритистые пески в нижней и серые некарбонатные глины в средней частях разреза; в ряде разрезов верхняя часть аптских отложений сложена континентальными каолиновыми, иногда алевритистыми глинами, песками, алевритами и песчаниками (Акимец, 1971). Небольшие глубины бассейна осадконакопления в неоком-аптское время приводили к резким изменениям границ и площади бассейна при незначительных тектонических движениях.

По особенностям развития в пределах западной центриклинали Припятско-Днепровской синеклизы выделяются северная и южная зоны. В первой зоне мощности отложений увеличиваются на восток от 10 до 40—70 м, при этом изопахиты ориентированы в субширотном направлении и намечается значительная дифференциация мощностей, что указывает на формирование соляных структур и разломов в эту стадию. В сводах ряда соляных поднятий (Речицкое, Осташковичское, Малодушинское и др.) мощности неоком-аптских отложений сокращены, в сводах ряда поднятий (Александровское, Притокское и др.) эти отложения отсутствуют. В синклиналях и мульдах мощности отложений увеличены. Амплитуды роста соляных поднятий составляли первые десятки метров, а амплитуды подвижек по разломам измерялись метрами. На юге нет линейной ориентировки в распределении мощностей, они плавно увеличиваются в юго-восточном направлении, что указывает на слабую активность соляных структур в этой зоне в неоком-аптскую стадию.

Альпийский (альб-четвертичный) подэтап состоит из альб-позднемеловой, палеоцен-раннеолигоценовой и неотектонической (позднеолигоцен-четвертичной) стадий.

Альб-позднемеловая стадия началась в альбском веке морской трансгрессией, крупнейшей в истории мезозоя Восточно-Европейской платформы. Море проникло на территорию Беларуси с запада из Датско-Польского прогиба и с востока из восточных и центральных районов Припятско-Днепровской синеклизы и занимало ее большую южную часть. Морской бассейн был мелководным, на что указывают преимущественно терригенный состав отложений (преобладают кварцево-глауконитовые пески, алевролиты и песчаники) и их небольшая мощность. Мощности альбских отложений увеличиваются на юго-восток и на северо-запад до 25 м. Области сноса были на севере территории, на юге в пределах Украинского щита, в центре областями сноса были Бобовнянский и Микашевичский выступы, а также Полесская седловина. Лишь Украинский щит был относительно высоко поднят и на его склонах отлагались грубообломочные породы (галька и мелкие валуны кристаллических пород), остальные области сноса имели выровненный рельеф.

В сеноманский век продолжалось прогибание южной и центральной частей территории Беларуси и в мелководном морском бассейне отлагались кварцево-глауконитовые пески, углубление бассейна привело к накоплению в конце века песчанистого мела и мелоподобных мергелей. Средняя мощность отложений сеномана 5—10 м. Областями сноса были северная часть территории Беларуси, Украинский щит на юге, Бобовнянский и Микашевичский выступы в центре, которые оставались в виде небольших островов.

В туронский век произошло дальнейшее углубление бассейна и накопление писчего мела, мощность которого возрастает от 10—15 м в центральных районах, где накапливались песчанистый мел и мергели с включениями фосфоритовых конкреций, до 60—70 м на юго-востоке и юго-западе. Море покрывало почти всю территорию Беларуси за исключением северных районов и небольшого участка Микашевичско-Житковичского выступа, при этом по периферии отложения были частично размыты, на что указывает отсутствие прибрежных фаций.

В течение коньякского, сантонского, кампанского и маастрихтского веков продолжалось накопление в морском бассейне однообразной толщи мергельно-меловых пород с маломощными прослоями известняков, глин и песчаников, с включениями кремниевых и фосфоритовых конкреций. Начавшаяся в конце турона регрессия, продолжавшаяся до конца маастрихта, уже в коньякский век привела к разделению единого бассейна осадконакопления на западный и юго-восточный. В конце маастрихтского века на территории Беларуси установился континентальный режим.

В альб-позднемеловую стадию на территории Беларуси окончательно оформились развивавшиеся с начала киммерийско-альпийского этапа Западно-Белорусская моноклиналь на западе, входящая в состав Польско-Литовской синеклизы, и Припятско-Днепровская синеклиза на юго-востоке. Широкое северное крыло последней выделяется в качестве Восточно-Белорусской моноклинали. Западно-Белорусскую моноклиналь и Припятско-Днепровскую синеклизу разделяет относительно приподнятая Центрально-Белорусская седловина. Величина погружения Центрально-Белорусской седловины в течение альб-позднемеловой стадии состав-

ляла 20—40 м, амплитуда прогибания Литовско-Белорусской моноклинали на территории Беларуси — от 60 до 240 и Припятско-Днепровской синеклизы от 60 до 280 м.

Значительная дифференциация мощностей альб-верхнемеловых отложений на территории Припятского прогиба показывает, что в эту стадию продолжались движения по рифтовым разломам и рост соляных поднятий. Амплитуды подвижек по разломам составляли первые десятки метров, при этом разломы развивались унаследованно. Лишь по Северо-Припятскому краевому разлому на востоке имела место инверсия движений по разлому, при этом она достигала 130 м в данную стадию, в связи с чем по меловым отложениям на востоке Северо-Припятский сброс становился взбросом. Амплитуды роста соляных поднятий в эту стадию составляли 30—40 м, редко достигали 60—80 м. Структуры формировались, в основном, постседиментационно, во время предпалеогенового перерыва в осадконакоплении, что фиксируется размывом верхней части отложений в сводах поднятий. На ряде соляных структур в связи с подземным выщелачиванием соли формировались мульды оседания. Скорости роста соляных поднятий и прогибания мульд оседания изменялись от 2,0 до –1,14 м/млн лет.

Палеоцен-раннеолигоценовая стадия началась новой морской трансгрессией после перерыва в осадконакоплении на границе мезозоя и кайнозоя. Во время этого перерыва происходили размыв и карстование карбонатных верхнемеловых отложений с образованием коры выветривания, сложенной темными глинами и алевритами с обломками кремней и фосфоритовой галькой, и зарождением карстовых воронок на востоке Подлясско-Брестской впадины, на Полесской седловине и в ряде других мест, а также формированием части глубоких эрозионных ложбин на поверхности верхнемеловых образований.

Морской бассейн позднепалеоценового моря занимал небольшую территорию на юго-востоке Беларуси в пределах восточной части Припятского прогиба, Брагинско-Лоевской седловины и примыкающих с севера структур. Судя по небольшим мощностям и характеру пород сумской свиты, море было мелководным и углублялось на восток. Таким образом, в начале стадии возобновилось формирование Припятско-Днепровской синеклизы. В палеоцене погружались также северо-западный склон Белорусской антеклизы и сюда с запада заходил морской залив, возможно, достигавший территории Беларуси, на что указывает обнаружение палеоценовых отложений в гляциодислокации западнее г.п. Сопоцкин.

Эоценовая эпоха — время наибольшего распространения морских бассейнов палеоцен-раннеолигоценовой стадии. В прогибание была вовлечена вся южная часть территории Беларуси и в мелководном морском бассейне накапливались глауконитово-кварцевые пески. Окружающая суша была слабо приподнята и терригенный материал поступал, в основном, с Украинского щита. Трансгрессия продвигалась с юго-востока на запад и в раннеэоценовое время (каневская свита) охватила всю Припятско-Днепровскую синеклизу, в среднеэоценовое время (бучакская свита) — Центрально-Белорусскую седловину, в позднем эоцене (киевская свита) трансгрессия достигла максимального развития и охватила весь юг Беларуси: бассейны Припятско-Днепровской и Польско-Литовской синеклиз соединились между собой.

В раннем олигоцене морской бассейн обмелел и заметно сократился по площади, хотя и занимал весь юг Беларуси, в нем накапливались глауконитово-кварцевые пески и алевриты харьковской свиты мощностью 20—37 м на востоке, 5—12 — в центре и 20—25 м — на западе. В миоцене и плиоцене площадь осадконакопления сократилась еще больше.

Таким образом, в течение палеоцен-раннеолигоценовой стадии прогибалась южная часть территории Беларуси, при этом наиболее активно (до 100—150 м) погружалась Припятско-Днепровская синеклиза на востоке, в меньшей степени — Литовско-Белорусская моноклиналь Польско-Литовской синеклизы на западе, Центрально-Белорусская седловина отставала в погружении (10—20 м).

В Припятском прогибе в течение данной стадии продолжались движения по разломам и рост соляных поднятий. Движения по разломам с амплитудой до 50—70 м отражались флексурами в палеоцен-раннеолигоценовых отложениях (район г. Мозыря, деревень Медведное, Гребени, Тонеж, Слободка, Первомайск и др.). Рост соляных поднятий с амплитудами до 50—60 м проявлялся в сокращении мощностей в сводах, выпадении отдельных частей и запесчанивании разреза (Хобнинская, Кустовницкая, Каменская и другие структуры). Процессы выщелачивания солей выразились в увеличении мощностей отложений палеоцена — нижнего олигоцена в сводах некоторых соляных поднятий (Мозырское).

Неотектоническая (позднеолигоцен-четвертичная) стадия завершает киммерийско-альпийский этап и включает отрезок геологического времени с момента ухода последнего морского водоема и окончательного установления континентальных условий, т. е. отрезок с позднего олигоцена до наших дней. По характеру проявления неотектонических процессов выделяются две подстадии: позднеолигоцен-неогеновая и четвертичная (антропогеновая).

Позднеолигоцен-неогеновая подстадия унаследовала характер тектонических движений палеоцен-раннеолигоценовой стадии: судя по распространению континентальных отложений в позднем олигоцене и нео-

гене, осадконакопление происходило, главным образом, на площадях, соответствовавших наиболее глубоким частям существовавших ранее морских палеогеновых бассейнов. Следовательно, в течение позднеолигоцен-неогеновой подстадии не произошло существенной перестройки структурного плана, хотя первые признаки будущих преобразований наметились уже в плиоцене. О режиме первой подстадии неотектонической стадии говорят соотношения площадей развития и мощности накопившихся в это время отложений. Строение и распространение верхнеолигоцен-среднемиоценовой буроугольной формации указывает на то, что максимально опущенной была южная часть региона, примерно соответствующая площади Брестской впадины и Припятского прогиба. При этом в пределах Припятского прогиба накопление осадков преимущественно шло у его южного борта и на западе. На рубеже палеогена и неогена воздымание северных склонов Украинского щита и Волынской моноклинали привело к исчезновению некоторого перекоса к югу, постепенному выравниванию территории Белоруского Полесья и интенсивному угленакоплению в среднем миоцене. Из-за активизации разрывных нарушений (Южно-Припятский разлом, система разломов у южного борта Микашевичско-Житковичского выступа, на западе и востоке Полесской седловины) и дифференцированных движений с амплитудой до нескольких десятков метров широкое развитие получили карстовые процессы и выщелачивание девонских солей. Особенно интенсивно растворение солей происходило по западной периферии фаменских соленосных образований и в сводах наиболее приподнятых соляных поднятий. В позднем миоцене и раннем плиоцене на территории Беларуси установился наиболее стабильный за все новейшее время тектонический режим. В результате общего выравнивания произошло уменьшение размаха относительных высот рельефа. На обширных площадях Припятского прогиба, Брестской впадины и южных склонов Белоруской антеклизы образовалась система крупных озер, где накапливались отложения формации монтмориллонитовых глин. К самому концу неогена территория Припятского прогиба и прилегающие участки соседних структур оказались относительно приподнятыми. Это привело к размыву на ряде площадей ранее сформированных отложений и смещению области осадконакопления в сторону Брестской впадины.

Четвертичная подстадия совпадает по времени с эпохами многократного распространения из Фенноскандинавского центра на запад платформы покровных материковых оледенений, чередовавшихся с межледниковьями. Ледниковые покровы вызвали заметную гляцигенную переработку структуры слоев верхней части платформенного чехла, активизировали многие разрывные нарушения более древнего заложения, сформировали ледниковую формацию, которая на обширных площадях занимает большую часть разреза отложений, накопившихся на неотектоническом этапе. Имеется ряд геологических свидетельств того, что каждый ледниковый покров на трансгрессивной стадии приводил к гляциоизостатическому опусканию занимаемой им площади, а на регрессивной — к ее воздыманию. Размах этих движений мог достигать многих десятков метров (Левков, Карабанов, 1988). В среднем плейстоцене началось заложение котловины Балтийского моря и формирование Черноморско-Балтийского водораздела. За последние 0,4 млн лет в восточной части котловины Балтийского моря (район Ботнического залива и Восточно-Готландской впадины) амплитуда нисходящих движений составила не менее 150—200 м, что обусловило появление неотектонического перекоса в западной части платформы в сторону Балтики. Тенденция к прогибанию Балтики сохранилась вплоть до наших дней, вызывая постепенное смещение главного водораздела к юго-востоку и перестройку гидрографической сети региона (Левков, Карабанов, 1987_2, 1992_2). Одновременно продолжалось поднятие Украинской и Воронежско-Тверской антеклиз и смежных с ними участков Белорусско-Балтийской синеклизы. Эти процессы привели к окончательному оформлению неотектонической Литовско-Эстонской моноклинали и современного структурного плана Беларуси.

Таким образом, к числу главных факторов, обусловивших ход неотектонических процессов в Белорусском регионе, следует отнести: воздействие плейстоценовых ледниковых покровов (в том числе периодическое появление и последующее снятие значительной гравитационной нагрузки на площади распространения ледников, обусловившее гляциоизостатические колебательные вертикальные перемещения земной коры с амплитудой до нескольких десятков метров); поднятие крупных неотектонических структур по периферии области плейстоценовых древнематериковых оледенений (Украинской и Воронежско-Тверской антеклиз и др.); динамическое воздействие на прилегающие районы Альпийско-Карпатского орогена; заложение в среднем плейстоцене системы грабенов в восточной части котловины Балтийского моря, и оформление, вследствие этого, крупной новейшей структуры — Балтийско-Белорусской синеклизы, на юго-восточном крыле которой расположена большая часть территории Беларуси. Ряд признаков (характер нисходящих движений, сейсмичности, теплового потока и др.) указывает на то, что Восточно-Балтийская система грабенов, возможно, представляет собой современный рифт в начальную (эмбриональную) фазу развития. Влияние этой структуры распространяется на значительную территорию запада Восточно-Европейской платформы (Гарецкий, Айзберг, Карабанов и др., 1999).

81. Зак. 5046.

В последнее время много внимания уделяется учету новейшей тектоники и геодинамики при обосновании выбора мест строительства ответственных инженерных сооружений и разработке рекомендаций при их эксплуатации, в связи с чем большое значение имеет оценка потенциальной сейсмической опасности. Поэтому большое значение имеет уточнение положения и параметров неотектонически активных разломов, сопоставление графиков амплитуд новейших и современных вертикальных движений, изучение особенностей напряженного состояния земной коры районов строительства таких сооружений. Для использования организациями, разрабатывающими проекты строительства крупных промышленных объектов, в Институте геологических наук НАН Беларуси составлены сейсмотектонические карты разных масштабов и карта общего сейсмического районирования (Гарецкий, Айзберг, Аронов и др., 1997), на которых выделен ряд сейсмогенных и потенциально сейсмогенных зон (рис. 10.16).

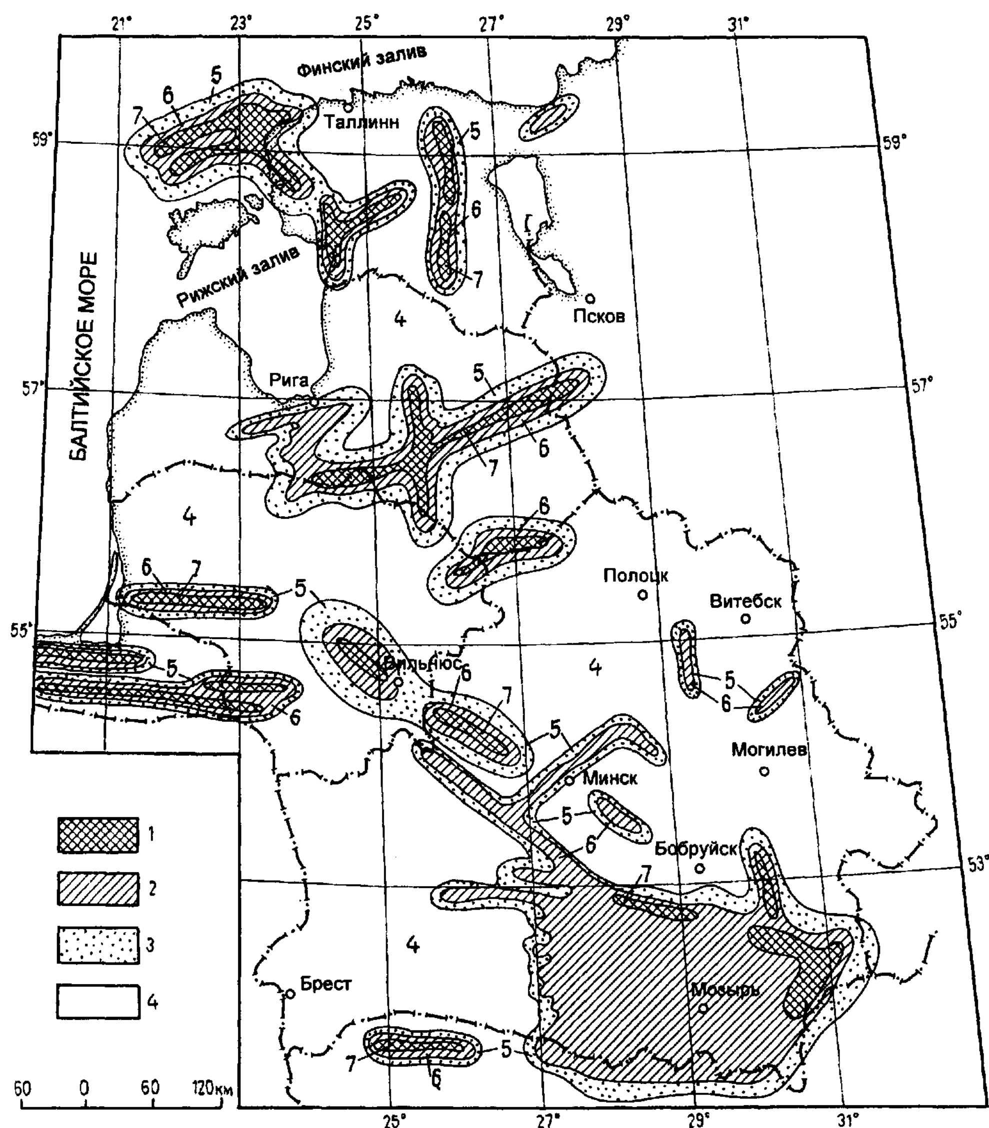


Рис. 10.16. Карта общего сейсмического районирования запада Восточно-Европейской платформы. Составили А.Г. Аронов, Р.Е. Айзберг, Р.Г. Гарецкий, А.К. Карабанов, О.Н. Сафронов.

1-4 — зоны сотрясаемости по шкале MSK-64: 1 – 7 баллов; 2 – 6 баллов; 3 – 5 баллов; 4 – менее 5 баллов.

Глава 11

ГИДРОГЕОЛОГИЯ

Характеристика гидрогеологических условий Беларуси приводится преимущественно по данным исследований Г.В. Богомолова, В.П. Васильева, М.А. Гатальского, С.П. Гудака, М.Ф. Козлова, В.Д. Коркина, Т.Д. Кривецкой, А.В. Кудельского, А.П. Лаврова, А.К. Морозова, В.А. Ольховика, В.И. Пашкевича, М.А. Рынского, Л.И. Шаповал, О.Н. Шпакова, М.Г. Ясовеева и др.

ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ

Подземные воды Беларуси представлены тремя крупными классами: пресными (минерализация до 1,0 г/л), солоноватыми и солеными водами (от 1 до 35), а также высокоминерализованными рассолами (свыше 35 г/л). В общих чертах распространение вод этих классов коррелирует с гидродинамическими зонами, которые выделяются в гидрогеологическом разрезе: 1) зона активного водообмена, содержащая, в основном, пресные гидрокарбонатные воды с различным сочетанием катионов (Ca^{2+}, Mg^{2+}, Na^{+}, K^{+} и др.) и находящаяся в условиях воздействия поверхностных факторов (рельеф, осадки и др.); 2) зона затрудненного водообмена, представленная водами умеренной минерализации и разного химического состава (преимущественно хлоридными, сульфатными и сульфатно-хлоридными с различным сочетанием Na^{+}, Ca^{2+}, Mg^{2+} и других катионов); 3) зона застойного водного режима, характеризующаяся водными растворами высокой минерализации (рассолами), имеющими хлоридный состав с широкими вариациями концентраций катионов.

Учитывая принципиальные отличия в генезисе и условиях формирования подземных вод этих зон, гидрогеологическое районирование территории Беларуси для пресных и минерализованных вод осуществляется по разным критериям. В связи с тем, что питание водоносных горизонтов зоны активного водообмена происходит преимущественно в пределах водораздельных пространств, а разгрузка — в долинах рек, гидрогеологическое районирование для зоны пресных вод проведено по речным бассейнам. При этом, если крупные реки (Днепр, Припять, Неман, Западная Двина и Буг) дренируют большую часть зоны пресных вод, то в небольшие реки, а также озера, болота и мелиоративные каналы разгружаются лишь неглубокозалегающие водоносные горизонты.

Зона активного водообмена и соответствующая ей зона пресных вод охватывает лишь самую верхнюю часть подземной гидросферы (до 150—350 м, лишь в одном случае — до 1000 м). Остальная ее часть до глубин, где воды еще существуют в жидкообразном состоянии, — зона затрудненного и застойного водного режима. На формирование состава и динамику подземных вод в этих зонах основное влияние оказывает глубинное геологическое строение и геотермическая обстановка. В связи с этим, в основу гидрогеологического районирования этой части подземной гидросферы положено геологическое строение региона.

Основными единицами районирования являются: гидрогеологический бассейн (ГГБ), гидрогеологический массив (ГГМ), гидрогеологический район (ГГР). Понятийное содержание термина "гидрогеологический бассейн" — пространственное совпадение платформенной структуры двучленного строения (фундамент и осадочный чехол) и вложенного в нее резервуара подземных вод. Понятие гидрогеологического бассейна в полной мере относится и к крупным геологическим структурам высокоподнятого кристаллического фундамента, однако в связи с отсутствием или относительно малой мощностью осадочных пород в их пределах подобные поднятия классифицируются как "гидрогеологические массивы". И, наконец, термин "гидрогеологический район" используется для обозначения низкопорядковых тектоноформ типа седловин, горстов и связанных с ними подземных вод. С геологических позиций седловины и горсты являются переходными в структуре кристаллического ложа, занимают относительно небольшие тер-

ритории, но имеют важное значение для формирования гидрогеологической обстановки крупных регионов.

Определение "гидрогеологический бассейн" при его кажущейся нейтральности позволяет обозначить гидрогеологические структуры одно-, двух-, трехчленного и более сложного строения с присущими им многофакторными условиями и механизмами формирования пластовой энергии. В вертикальном разрезе гидрогеологического бассейна выделяются гидродинамические системы: грунтовых вод, артезианские, квазиэлизионные, термогидродинамические, переходного и промежуточного типов (Богомолов и др., 1973).

На территории республики выделяются (Кудельский и др., 1998): Белорусский, Воронежский и Украинский гидрогеологические массивы; Оршанский, Припятский, Брестский, Днепровско-Донецкий, Волынский и Прибалтийский гидрогеологические бассейны; Городокско-Хатецкий, Бобруйский, Микашевичско-Житковичский, Луковско-Ратновский, Латвийский, Жлобинский, Полесский и Брагинско-Лоевский гидрогеологические районы (рис. 11.1).

Белорусский ГГМ занимает центральную и северо-западную части республики. Представляет собой крупный резервуар подземных вод, сопряженный с Белорусской антеклизой и ее склонами. Общая мощность водовмещающих пород осадочного чехла в пределах этого массива варьирует от 80 до 500—1000 м. Восточную Беларусь занимает юго-западная периферия ***Воронежской антеклизы***, соответствующая одноименной части ***гидрогеологического массива*** (восточнее меридиана Гомель — Чечерск). В районе сочленения Припятского прогиба и Украинского щита отдельные небольшие участки площади страны относятся к структуре ***Украинского ГГМ***.

Оршанский ГГБ является частью Московского мегабассейна подземных вод и приурочен к центру и северо-востоку Беларуси. В геолого-структурном отношении этот бассейн соотносится с юго-западным окончанием Московской синеклизы. Мощность осадочных пород в пределах гидрогеологической структуры достигает 1500—1700 м.

Припятский ГГБ расположен на юго-востоке республики и пространственно совпадает с Припятским прогибом. Мощность осадочных пород в пределах бассейна наибольшая — до 6200 м.

Брестский ГГБ представляет собой часть крупного Мазовецко-Люблинского бассейна подземных вод. Находится на западе и юго-западе Беларуси и совмещается с белорусской частью Подлясско-Брестской впадины. Мощность осадочной толщи в пределах бассейна достигает 1700 м.

Ограниченные по площади территории на крайнем юго-востоке, юго-западе и северо-западе страны относятся соответственно к ***Днепровско-Донецкому***, ***Волынскому*** и ***Прибалтийскому гидрогеологическим бассейнам***.

Переходные зоны между гидрогеологическими бассейнами и массивами выделяются в особые гидрогеологические структуры — ***гидрогеологические районы***.

ГГР Латвийской седловины занимает небольшую территорию на севере республики. ***ГГР Жлобинской седловины*** приурочен к переходной зоне между Оршанским и Припятским гидрогеологическими бассейнами. ***Полесская седловина*** с тяготеющим к ней ***Микашевичско-Житковичским выступом кристаллического фундамента*** выделяется в ***гидрогеологический район***, занимающий переходную зону между Брестским и Припятским бассейнами. ***ГГР Брагинско-Лоевской седловины*** располагается между Припятским ГГБ и гидрогеологической структурой Днепровско-Донецкого прогиба. Небольшой участок территории юго-запада Беларуси южнее широты г. Малорита обособляется в ***Луковско-Ратновский ГГР***. Севернее Северо-Припятского разлома и южнее Жлобинской седловины расположены ***Бобруйский ГГР*** и ***гидрогеологический район Городецко-Хатецкой*** ступени.

ВОДОНОСНЫЕ ГОРИЗОНТЫ И КОМПЛЕКСЫ

На территории Беларуси в толще осадочных пород и в трещиноватой зоне кристаллического фундамента выделяется более шестидесяти водоносных горизонтов и комплексов, отличающихся стратиграфическими объемами, литологическим содержанием, пространственной структурой, водонасыщенностью и водопроницаемостью, химическим составом подземных вод.

Водоносные горизонты и комплексы четвертичных отложений характеризуются наибольшей пестротой и разнообразием литологического состава, фрагментарностью площадного распространения, частыми выклиниваниями и размывами водовмещающих пород. В надморенных, межморенных и разделяющих их слабопроницаемых, сравнительно водоупорных толщах моренных отложений выделяется множество водоносных горизонтов и комплексов, гидродинамическое и гидрогеохимическое единство и взаимосвязь которых позволяет объединить их в единый гидрогеологический этаж. В водоносных горизонтах и комплексах четвертичных отложений формируется около 30 % всех возобновляемых ресурсов пресных подземных вод Беларуси. На их использовании основывается децентрализованное водоснабжение и многие крупные системы централизованного водоснабжения.

К покровным отложениям, главным образом, верхнечетвертичным и современным аллювиальным (*aIII pz* и *aIV*), озерно-аллювиальным (*laIII pz*) и озерно-болотным (*l,bIV*) образованиям, а также флювиогля-

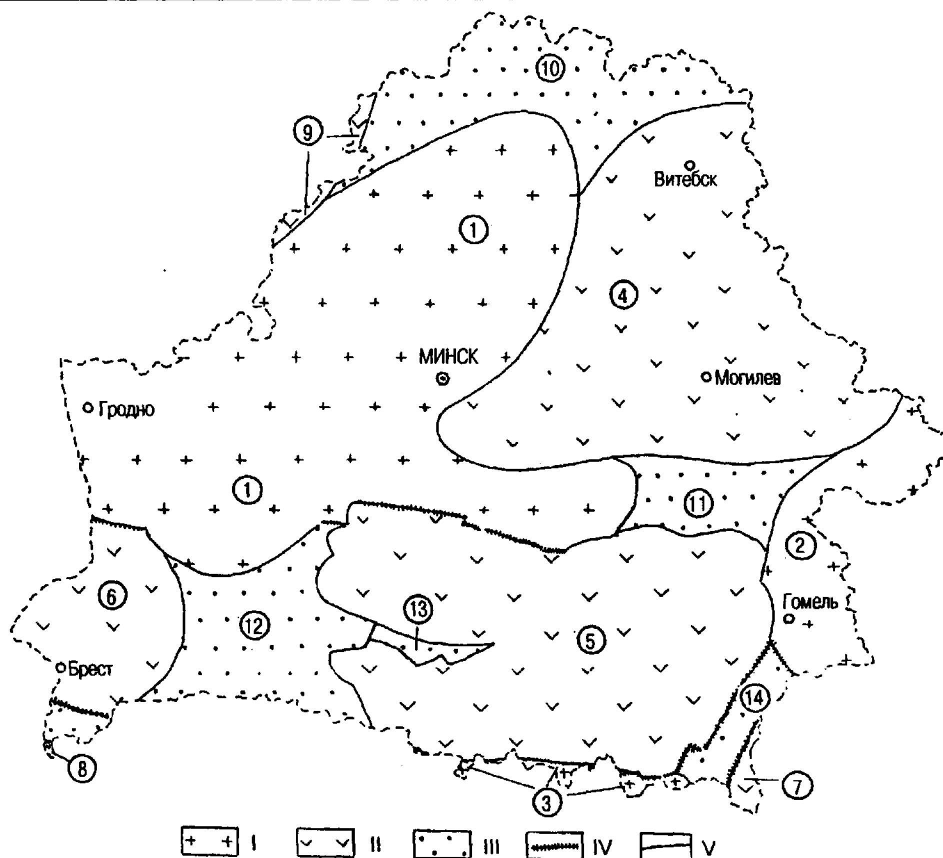


Рис. 11.1. Схема гидрогеологического районирования территории Беларуси.

Гидрогеологические структуры. I — массивы: 1 — Белорусский, 2 — Воронежский, 3 — Украинский; II — бассейны: 4 — Оршанский, 5 — Припятский, 6 — Брестский, 7 — Днепровско-Донецкий, 8 — Волынский, 9 — Балтийский; III — районы: 10 — Латвийский, 11 — Жлобинский, 12 — Полесский, 13 — Микашевичско-Житковичский, 14 — Брагинско-Лоевский. Границы структур: IV — проведенные по суперрегиональным и региональным разломам; V — проведенные по границам тектонических структур.

циальным надморенным отложениям поозерского, сожского и днепровского времени (*fIII* pz^s, *fII* sz^s и *fII* d^s) приурочены безнапорные водоносные горизонты, имеющие между собой тесную гидравлическую взаимосвязь, что позволяет рассматривать их как единый комплекс грунтовых вод. Мощность водоносного комплекса варьирует от нескольких сантиметров до 20—30 м, составляя в среднем 10—15 м. Водообильность пород очень пестрая, удельные дебиты скважин колеблются от 0,01 до 5,0 л/с, коэффициенты фильтрации изменяются от 0,001 до 35 м/сут. Глубина залегания уровня грунтовых вод варьирует от долей метра в поймах рек и на заболоченных территориях до 15—16 м в пределах эоловых и камовых образований (в среднем 2—4 м). Уровенная поверхность грунтовых вод в сглаженном виде повторяет рельеф поверхности земли. На участках распространения линз и прослоев супесей, суглинков и глин возможно формирование местных напоров до 2—3 м. Амплитуды сезонных колебаний уровня грунтовых вод обычно не превышают 1,5—2,0 м. Минимальные их величины (0,1—0,5 м) наблюдаются на болотных массивах, а максимальные (до 3—4 м) в долинах крупных рек. Питание грунтовых вод осуществляется, в основном, за счет инфильтрации атмосферных осадков, а в долинах рек также за счет подтока напорных вод подстилающих водоносных горизонтов и комплексов. Разгрузка грунтовых вод происходит в реки и мелиоративные каналы, озера и болотные массивы. На водораздельных участках имеют место перетоки в нижележащие водоносные толщи.

Грунтовые воды наряду с водами спорадического распространения в моренных и конечно-моренных отложениях поозерского и сожского времени (*g,gtIII pz* и *g,gtII sz*) и в моренных отложениях днепровского времени (*g,gtII d*) на тех участках, где эти отложения залегают вблизи поверхности, широко эксплуатируются многочисленными колодцами и мелкими скважинами, составляя основу водоснабжения в сельских населенных пунктах и в небольших городах на территории практически всей страны.

Важнейшими водоносными подкомплексами четвертичных отложений, содержащими напорные подземные воды, являются межморенные сожско-поозерский (*f,lgII sz-III pz*), днепровско-сожский (*f,lgII d-sz*) и березинско-днепровский (*f,lgII br-d*).

Сожско-поозерский водоносный подкомплекс (f,lgII sz-III pz) распространен в северной части республики. Его южная граница почти совпадает с границей поозерского оледенения. Глубина залегания кровли подкомплекса варьирует от нескольких до 90 м, а мощность водовмещающих отложений от 3 до 50 м, составляя в среднем 10—20 м. Пьезометрические уровни устанавливаются на глубинах от 1 до 55 м (в долинах рек иногда до 1,5 м выше поверхности земли). Величина напора над кровлей достигает 80 м. Коэффициенты фильтрации водовмещающих пород составляют в среднем 3—10 м/сут, а удельные дебиты скважин изменяются от 0,02 до 3,5 л/с.

Днепровско-сожский водоносный подкомплекс (f,lgII d-sz) развит на большей части республики, за исключением Полесья. Южная граница распространения подкомплекса близка к границе сожского оледенения. Глубина залегания кровли варьирует от 2 до 40 м в долинах рек до 100 м и более на водоразделах. Мощность водовмещающих отложений изменяется от 2 до 74 м, составляя в среднем 15—30 м. Пьезометрические уровни устанавливаются на глубинах от 1—6 м в долинах рек и до 30—53 м на водоразделах. Величины напора изменяются от 1 до 90 м, снижаясь к долинам рек. Водообильность и фильтрационные свойства пород весьма разнообразны. Коэффициенты фильтрации водовмещающих пород варьируют от 0,2 до 50, в среднем составляя 5—15 м/сут. Удельные дебиты скважин от 0,01 до 9,5 л/с.

Березинско-днепровский водоносный подкомплекс (f,lgII br-d) распространен почти повсеместно. Глубина залегания водовмещающих пород варьирует от нескольких до 170 м, их мощность — от 2—10 до 100—170 м и более в древних погребенных долинах. Пьезометрические уровни устанавливаются на глубинах от 1 до 78 м (в долинах рек иногда до 2,5 м выше поверхности земли). Величина гидростатического напора изменяется от 1 до 134 м. Водообильность пород достаточно высокая, удельные дебиты скважин от 0,01 до 4,3 л/с, коэффициенты фильтрации пород варьируют от 0,2 до 26 м/сут.

Помимо этих трех важнейших напорных водоносных подкомплексов четвертичных отложений на юге Беларуси ограниченно распространен водоносный подкомплекс водно-ледниковых, аллювиальных, озерных и болотных отложений, залегающих под березинской мореной (*f,lgII br¹*). Водовмещающие отложения, как правило, приурочены к древним долинам и эрозионным котловинам, их мощность варьирует от нескольких до 25—30 м. Коэффициенты фильтрации пород изменяются от 0,1 до 10—12 м/сут, а дебиты скважин — от 0,3 до 6,0 л/с.

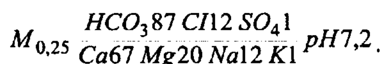
Указанные водоносные подкомплексы разделяются моренными отложениями поозерского, сожского, днепровского и березинского времени. Мощность морен составляет в среднем 10—30 м, но в доледниковых долинах и экзарационных депрессиях возрастает до 50—60 и даже 100—120 м. Моренные отложения представлены, в основном, суглинками и супесями (часто с валунами), в толще которых встречаются водонасыщенные прослои, линзы и гнезда разнозернистых песков, песчано-гравийного и гравийно-галечного материала. Самостоятельных водоносных горизонтов они не образуют и выделяются как ***воды спорадического распространения в относительно водоупорных моренных (и конечно-моренных) образованиях*** поозерского (*g,gtIII pz*), сожского (*g,gtII sz*), днепровского (*g,gtII d*) и березинского (*gII br*) времени.

Напорные межморенные водоносные подкомплексы характеризуются площадной невыдержанностью. В долинах рек, где моренные отложения нередко размыты, а также на участках фациального замещения суглинков и супесей песками, имеют место так называемые "гидрогеологические окна", через которые осуществляется гидравлическая связь межморенных водоносных комплексов как между собой, так и с грунтовыми и поверхностными водами. Пьезометрические уровни этих подкомплексов на водораздельных участках имеют максимальные абсолютные отметки, но устанавливаются они ниже уровней грунтовых вод. В направлении речных долин наблюдается закономерное снижение уровней напорных вод четвертичных отложений, в пределах пойм и первых надпойменных террас они залегают на минимальных отметках, которые, как правило, превышают уровни грунтовых и поверхностных вод. Это свидетельствует о том, что питание напорных водоносных комплексов происходит на возвышенных участках водораздельных пространств за счет инфильтрации атмосферных осадков и перетекания из горизонта грунтовых вод, а разгрузка — в долинах рек. Междуречные пространства могут рассматриваться как самостоятельные в гидродинамическом отношении области формирования и разгрузки не только грунтовых, но и напорных подземных вод четвертичных отложений, а вся толща этих отложений — как единая гидродинамическая система, в которой подземные воды всех горизонтов и комплексов образуют единый поток, характер которого точно соответствует схеме "междуречного потока".

Покровные четвертичные отложения характеризуются в целом достаточно высокой проницаемостью, что обуславливает формирование в их толще значительных запасов пресных подземных вод. Их естественные ресурсы на территории Беларуси оцениваются в

10,3 км^3/год, а средний модуль подземного стока из этих отложений равен 1,6 л/с/км^2 (Белецкий, 1974).

Толща четвертичных отложений находится в верхней части зоны активного водообмена, что в условиях гумидного климата и высокой промытости водовмещающих отложений предопределяет формирование на участках, не испытывающих антропогенного загрязнения, преимущественно пресных и ультрапресных вод гидрокарбонатного кальциево-магниевого состава. Их минерализация варьирует от 15 до 700 мг/л и более, составляя в среднем 200—400 мг/л. Формула среднего химического состава подземных вод четвертичных отложений в выборке из 4580 проб имеет вид:



$$M_{0,25}\frac{HCO_3 87\,Cl 12\,SO_4 1}{Ca 67\,Mg 20\,Na 12\,K 1}pH 7,2.$$

В неоген-палеогеновом водоносном комплексе хорошо выражена горизонтальная гидрогеохимическая зональность, которая проявляется в закономерном нарастании минерализации вод от водоразделов к речным долинам. Минимальная минерализация (30—150 мг/л) фиксируется на водораздельных пространствах, максимальная (до 400—600 мг/л) — в пределах речных долин и, особенно, на пойменных участках. Здесь же наблюдаются и очаги разгрузки глубинных минерализованных вод. В палеоген-неогеновом водоносном комплексе гидрогеохимические аномалии, связанные с разгрузкой минерализованных вод, встречаются гораздо чаще, чем в четвертичном водоносном комплексе. Они известны в долинах рек Припять (дд. Валавск, Черноцкое, Конковичи Петриковского р-на; дд. Аравичи, Ново-Покровское, Ломачи Хойникского р-на), Днепр (д. Остров Речицкого р-на), а также Уборть, Словечна, Желонь и других. Трансформация геохимического облика подземных вод на таких участках выражается в нарастании концентраций Cl^- и Na^+ и формировании вод хлоридного натриевого типа. Общая минерализация подобных вод достигает 2,0—6,7 г/л.

На формирование химического состава подземных вод палеоген-неогенового комплекса большое влияние оказывает обогащенность водовмещающих пород органическим веществом. Как следствие, концентрации водорастворенного органического вещества достигают 10—20 мг/л. Источником $С_{орг}$ являются почвы и торф, а также прослои и линзы углистых образований и бурых углей, часто встречающихся в отложениях неогена. Обилие в водах и водовмещающих породах органического вещества обуславливает интенсивное расходование кислорода на его окисление и способствует, таким образом, формированию в подземных водах практически бескислородной слабовосстановительной обстановки. Содержание кислорода в водах варьирует от "не обн." до 0,8 мг/л (реже 1,2) и в выборке из 32 определений составляет в среднем 0,6 мг/л.

Величины окислительно-восстановительного потенциала вод изменяются в широком интервале, от +86 до +290 мВ. Минимальные величины Eh (+86...+120 мВ) наблюдаются в пределах интенсивно заболоченных участков, а также там, где в разрезе перекрывающих отложений преобладают слабопроницаемые моренные суглинки. Более высокие Eh (+160...+240 мВ) характерны для относительно приподнятых, незаболоченных участков, где в разрезе перекрывающих пород отсутствуют значительные по мощности водоупорные отложения. В отдельных случаях на тех участках, где палеоген-неогеновый комплекс характеризуется наибольшей гидрогеологической "открытостью", а заболоченность территории небольшая, величины окислительно-восстановительного потенциала достигают +260...+290 мВ.

Практически бескислородная, слабовосстановительная обстановка в подземных водах палеоген-неогенового водоносного комплекса является весьма благоприятной для восстановления окисного железа, содержащегося в породах, и перехода его в водорастворенное состояние в форме Fe^{2+}. Так как произведение растворимости (ПР) гидроокиси Fe^{2+} очень велико, то при отсутствии других осадителей железа (CO_3^{2-}, PO_4^{3-}, восстановленных форм серы и др.) оно способно накапливаться в подземных водах до весьма значительных концентраций. В выборке из 1350 анализов подземных вод палеоген-неогенового водоносного комплекса почти 50 % проб имели содержание Fe^{2+} свыше 1 мг/л.

Воды комплекса обогащены марганцем (Mn^{2+}), геохимические особенности поведения которого в подземных водах весьма сходны с поведением железа. Концентрации марганца составляют 0,01—0,2 и достигают иногда 0,8 мг/л (при уровне ПДК 0,1 мг/л). Из-за повышенных содержаний железа и марганца качество подземных вод неоген-палеогенового комплекса в большинстве случаев не удовлетворяет требованиям, предъявляемым к водам хозяйственно-питьевого назначения. Вследствие этого они, как правило, требуют предварительной водоподготовки перед подачей водопотребителю.

Водоносный комплекс широко используется для централизованного водоснабжения в гг. Столин, Лунинец, Василевичи, Мозырь, Калинковичи, Речица, Гомель, Житковичи, Петриков, Лоев, Хойники, Наровля, Ельск и др., а также эксплуатируются многочисленными одиночными скважинами для водоснабжения сельских поселков и животноводческих ферм. Следы антропогенного загрязнения в водах комплекса, как правило, отсутствуют. Исключение составляют участки с исключительно высокой антропогенной нагрузкой (Солигорск, Гомель и др.).

Водоносный комплекс верхнемеловых отложений развит на значительной части территории Бела-

руси, отсутствует на участках глубоких эрозионных врезов древних долин крупных рек.

Водовмещающими являются трещиноватые и закарстованные мела, мергели и известняки с редкими прослоями глин и песков маастрихтского, кампанского, сантонского, коньякского, туронского ярусов и мергельно-меловая толща среднего и верхнего подъярусов сеноманского яруса. Глубина залегания кровли водовмещающих пород варьирует от 0—60 м на востоке до 70—150 в Припятском прогибе и 110—240 м — на западе и юго-западе страны. Общая мощность мергельно-меловой толщи в северной и юго-западной частях площадей распространения 40—60 м, в Брестском и Припятском бассейнах 200—290 м. Мощность наиболее трещиноватой и водообильной части разреза обычно не превышает 30—50 м.

Пьезометрические уровни устанавливаются на глубинах до 10—50 м. Напоры над кровлей водовмещающих пород достигают 160—230 м, преобладающие по частоте случаев 15—75 м.

Водообильность верхнемеловых отложений в целом высокая, зависит от степени трещиноватости и закарстованности мергельно-меловых пород. Удельные расходы скважин изменяются от 0,002—0,9 до 10—12 л/с, коэффициенты фильтрации водовмещающих пород — от 0,1 до 1 м/сут, водопроводимость 50—100 м^2/сут.

Воды пресные, минерализация редко превышает 0,5 г/л, состав гидрокарбонатный кальциевый и магниево-кальциевый.

Водоносный горизонт альб-сеноманских отложений распространен на территории южных районов Беларуси. Водовмещающие отложения представлены нижним подъярусом сеноманского яруса верхнего и альбским ярусом нижнего мела. Водоносны кварцево-глауконитовые пески от тонко- и мелкозернистых до крупнозернистых, карбонатные песчаники и опесчаненные мела. Глубина залегания кровли водовмещающих пород варьирует от 5—100 м на востоке республики до 315—375 м в Припятском бассейне.

Мощность водонасыщенных пород изменяется от 0,3—5,0 м на севере, 10—25 в центральной части и до 30—50 м на юго-востоке и западе территории распространения горизонта. Пьезометрические уровни подземных вод устанавливаются на отметках от 37 м ниже земной поверхности до 18,8 м выше ее (абс.отм. 77,8—263,0 м). Напоры над кровлей варьируют от 23—95 м (Белорусский гидрогеологический массив) до 170—280 м (Брестский и Припятский гидрогеологические бассейны). Удельные расходы скважин 0,001—8 л/с, коэффициенты фильтрации водовмещающих пород от 0,02 до 62 м/сут, чаще 1—20 м/сут.

Воды пресные, минерализация редко превышает 0,5 г/л. Химический состав гидрокарбонатный кальциево-натриевый, натриевый, кальциевый и кальциево-магниевый. Отмечены случаи вскрытия вод хлоридного натриевого облика с минерализацией до 12 г/л (скважина в окрестностях г. Слуцка, д. Поблин), поступающих, по-видимому, из залегающих глубже палеозойских отложений.

Водоносный комплекс нижнемеловых (валанжин-апт) отложений распространен на юго-востоке Беларуси. Водовмещающие породы представлены преимущественно разнозернистыми песками, часто глинистыми, иногда с прослоями слабосцементированных песчаников, алевритов и глин. Глубина залегания кровли комплекса варьирует от 100—120 м на северо-востоке до 240—420 на юго-востоке. Мощность водовмещающих отложений от 2—7 м на севере распространения комплекса до 40—70 м в Припятском бассейне. Воды напорные, пьезометрические уровни устанавливаются на глубинах 5—10 м, в отдельных скважинах зафиксирован самоизлив. Напоры над кровлей водоносного горизонта от 25 до 260 м.

Минерализация подземных вод в пределах 0,1—0,5 г/л, состав гидрокарбонатный кальциевый и гидрокарбонатный натриево-кальциевый. В Припятском гидрогеологическом бассейне в зонах разрывных нарушений минерализация вод нижнемеловых отложений может достигать 6 г/л.

Водоносный комплекс верхнеюрских отложений распространен в юго-восточных районах Беларуси в пределах Припятского гидрогеологического бассейна, Жлобинского гидрогеологического района, на западе Брестского гидрогеологического бассейна и на западных склонах Белорусского гидрогеологического массива. Водовмещающими породами служат кавернозные и трещиноватые известняки и мергели, а также слабосцементированные карбонатные песчаники и пески келловейского и оксфордского ярусов верхней юры.

Глубина залегания кровли вмещающих пород от 140—250 м на востоке рапространения комплекса и 150—300 на западе страны, до 450 м в Жлобинской седловине и на юго-востоке Припятского бассейна. Мощность водоносной части отложений достигает 45—104 м. Воды напорные, пьезометрические уровни устанавливаются на глубинах 2,5—66 м, напоры достигают 117—301 м над кровлей водовмещающих пород, в долинах рек отмечен самоизлив из отдельных скважин. В долине Немана наблюдались превышения столба воды в скважинах выше уровня земной поверхности на 10—20 м.

Удельные расходы водозаборных скважин на востоке распространения комплекса не превышают 0,2—0,3 л/с, на западе 0,3—3,3 л/с и более. Подземные воды пресные с минерализацией до 0,5—0,9 г/л, состав — гидрокарбонатный кальциевый.

Водоносный комплекс средне-верхнеюрских отложений развит в пределах Брестского и Припятского гидрогеологических бассейнов, западной части Бе-

лорусского гидрогеологического массива, южной части Оршанского гидрогеологического бассейна и гидрогеологического района Жлобинской седловины. Представлен двумя водосодержащими толщами: верхней известняково-мергелистой (оксфордский ярус верхней юры) и нижней песчано-глинистой (келловейский, батский и байосский ярусы среднего отдела юрской системы). Водовмещающими являются трещиноватые и кавернозные известняки и мергели, пески различной крупности, иногда песчаники.

Глубина залегания кровли водовмещающих отложений изменяется от 30—100 м на востоке республики и 70—100 в сводовых частях геологических структур до 350—470 м в Припятском и Оршанском бассейнах. Мощность водоносных пород не превышает 22 м на западе Беларуси, существенно больше в Припятском прогибе (до 195 м).

Воды напорные, пьезометрические уровни устанавливаются на глубинах 4—22 м, напоры варьируют от 80 до 240 м, удельные расходы скважин до 0,25 л/с. Коэффициенты фильтрации обычно в пределах 0,1—1 м/сут. Минерализация подземных вод 0,3—0,8 г/л, в местах глубокого залегания встречены воды с минерализацией 1,1—2,1 г/л. Состав вод гидрокарбонатный кальциевый и гидрокарбонатный кальциево-магниевый.

В Оршанском и Припятском бассейнах водоносный комплекс сложен преимущественно глинами мощностью от 12 до 85 м. В пределах этих гидрогеологических структур они служат водоупором, разделяющим водоносные горизонты пресных и минерализованных подземных вод.

Водо- и рассолоносный комплекс пермских и триасовых отложений развит преимущественно в пределах Припятского и, фрагментарно, Брестского гидрогеологических бассейнов.

В Припятском гидрогеологическом бассейне триас представлен чередующимися пестроцветными песчано-глинистыми породами, водосодержащими породами являются пески и песчаники с прослоями конгломератов и известняков. Глубина залегания кровли водоносных песчаных пород индского яруса изменяется от 120 до 600—700 м. Залегающие выше преимущественно глинистые отложения оленекского, анизийского, ладинского и рэтского ярусов по своим литолого-гидродинамическим характеристикам являются типичным региональным водоупором. Подземные воды напорные, статические уровни устанавливаются на глубинах 15—100 м от поверхности земли. Водообильность отложений 10—45 м^3/сут при понижении уровня воды в скважинах на 35—200 м. Минерализация подземных вод от 10—13 до 16—78 г/л. Состав минерализованных вод и рассолов хлоридный натриевый с относительно высоким содержанием аммония, стронция и брома.

В Брестском гидрогеологическом бассейне в преимущественно глинистом разрезе триаса водоносными являются песчаные прослои мощностью 2—14 м.

Пермские отложения Припятского прогиба представлены песчано-глинистыми образованиями с прослоями конгломератов, известняков и сульфатных пород ассельского и татарского ярусов. Наиболее обводнены разнозернистые пески, а также трещиноватые и рыхлые песчаники верхнего отдела пермской системы. Нижнепермские отложения представлены преимущественно глинами. Подземные воды верхнепермских отложений напорные, статические уровни устанавливаются на глубинах 15—50 м от поверхности земли. Водообильность пород 30—150 м^3/сут при понижениях 5—100 м. Минерализация вод и рассолов увеличивается с глубиной от 25 до 285 г/л, состав хлоридный натриевый, иногда натриево-кальциевый.

Водо- и рассолоносный комплекс каменноугольных отложений широко развит в Припятском гидрогеологическом бассейне и фрагментарно в пределах Волынской моноклинали. Подземные воды связаны с маломощными невыдержанными прослоями песков, песчаников и известняков. Глубина залегания кровли водоносных отложений изменяется от 60—80 м в западных и северо-западных частях Припятского бассейна до 1000 м и более в восточных, юго-восточных и центральных.

Подземные воды напорные, статические уровни устанавливаются на глубинах 5—100 м от дневной поверхности. Притоки в скважины варьируют в пределах 50—450 м^3/сут при понижениях уровня 36—400 м. В зависимости от глубины залегания минерализация подземных вод и рассолов колеблется от 12 до 185—281 г/л (на глубине более 1200 м).

Водо- и рассолоносный комплекс фаменских отложений девона развит на юго-востоке Беларуси (Припятский гидрогеологический бассейн), ограниченно на крайнем северо-востоке и отдельными участками — на склонах Жлобинской и Полесской седловин (Жлобинский и Полесский ГГР).

Подземные воды и рассолы фаменского яруса верхнего отдела девона в Припятском бассейне не образуют выдержанных по простиранию и мощности водоносных горизонтов, а залегают в виде водоносных линз и прослоев в толще глин, каменной соли и мергелей, которые объединяются в водо- и рассолоносные толщи (подкомплексы).

Надсолевой девонский водо- и рассолоносный комплекс связан с верхней частью стрешинского и практически всем объемом полесского горизонта Припятского прогиба. Водовмещающими породами являются карбонатно-глинистые и сульфатные на западе (Старобинская и Туровская депрессии) и терригенные на юго-востоке. Глубина залегания кровли вмещающих

пород варьирует от 70—150 (запад Припятского гидрогеологического бассейна) — 170 (северо-восток) до 700—2000 м на большей части территории бассейна. Общая мощность надсолевой толщи может достигать 1000 м.

Подземные воды и рассолы высоконапорные. Статические уровни устанавливаются на глубинах 140—150 м на западе бассейна, 40—135 на северо-востоке и до 30 м — в центральной и южной частях. Величина напоров возрастает с запада и северо-запада на юг и юго-восток и зависит от глубины залегания водоносных отложений. В этом же направлении в соответствии с ростом песчанистости отложений увеличивается величина притоков в скважины и удельные дебиты (соответственно от 0,006 до 3—5 м³/сут). Пластовые давления соответствуют гидростатическим с учетом плотности вод и рассолов.

Минерализация подземных вод и рассолов изменяется от 0,3—2,0 г/л (глубина 300—400 м) на северо-западе Припятского бассейна до 132—367 г/л на юго-востоке территории. Для надсолевых девонских отложений характерны рассолы с минерализацией 117—330 г/л.

Водо- и рассолоносные внутрисолевые породы верхней солевой толщи приурочены к лебедянскому, оресскому и нижней части стрешинского горизонта. Верхнесолевой комплекс пород представлен галогенными образованиями с прослоями карбонатных и песчано-глинистых пород.

Глубина залегания кровли водоносных отложений изменяется от 300 м (Солигорск, Старобин) до 3000 м и более в центральной и юго-восточной частях Припятского прогиба. Общая мощность верхнесолевых отложений варьирует от 70 до 3250 м, причем на долю несолевых слоев в отдельных разрезах приходится 40—75 % всей мощности толщи.

Рассолы несолевых отложений верхнесоленосной толщи напорные. Пластовые давления достигают 20—20,5 МПа на глубине 2000 м и 31,5 МПа на срезе 3000 м. На Ельской площади при опробовании комплекса установлено аномально высокое пластовое давление (АВПД), составившее 49,8 МПа на глубине 2555 м. На Южно-Валавской площади зафиксировано пластовое давление 69,5 МПа на глубине 3717,5 м. Пьезометрические уровни устанавливаются на отметках выше дневной поверхности и до глубин 1000—1450 м. При опробовании скважин получены притоки 14—230 м³/сут. На Ельской площади отмечен самоизлив с расходом 1560—1730 м³/сут.

Минерализация рассолов варьирует от 100 до 390 г/л, а в горных выработках Старобинского месторождения калийных солей отмечена капель с минерализацией 484 г/л. Рассолы хлоридные натриевые и кальциевые.

Верхнесолевая толща в целом может рассматриваться как региональный водоупор, оказывающий значительное влияние на формирование гидродинамической обстановки в Припятском гидрогеологическом бассейне.

Межсолевая водо- и рассолоносная толща по своему объему соответствует задонскому, елецкому и петриковскому литолого-стратиграфическим горизонтам. Водо- и рассоловмещающие отложения представлены карбонатными (известняки, доломиты), песчано-глинистыми и вулканогенными образованиями нижнефаменского возраста. Глубина залегания кровли водоносных пород изменяется от 236 до 3870 м, их общая мощность варьирует от 300 до 950 м, в районах развития вулканогенных отложений достигает 1820 м. На отдельных площадях, прилегающих к зонам субширотных разломов, межсолевые отложения выклиниваются.

Рассолообильность определяется преимущественно трещиноватостью вмещающих пород, в разрезе карбонатных пород величина притоков в скважины, кроме того, зависит от степени кавернозности пород. Наибольшие притоки рассолов зафиксированы на Осташковичской и Давыдовской площадях в северной части прогиба (600—810 м³/сут при понижениях свыше 1000 м). В центральной части прогиба отложения практически безводны (1—3 м³/сут), на юге притоки рассолов достигают 100—700 м³/сут при понижениях 100—700 м.

Рассолы межсолевой водоносной толщи высоконапорные. Нижним водоупором служит евлановско-домановичская соленосная толща, верхним — лебедянско-стрешинская. Пластовые давления варьируют от 7,8—9,8 до 39,2—44,1 МПа и более в зависимости от глубины залегания водовмещающих пород, величина напора над кровлей комплекса достигает 3000 м. Пьезометрические уровни устанавливаются на глубинах от 9 до 720 м и более (максимум 1596 м), редко наблюдаются самоизливы из скважин.

Минерализация рассолов увеличивается с глубиной от 115 до 390 г/л, состав хлоридный натриевый и кальциевый.

Водо- и рассолоносный комплекс франского яруса девона распространен на юго-востоке Беларуси в пределах Припятского гидрогеологического бассейна, на северо-восточных склонах Белорусской антеклизы и Жлобинской седловины, а также в пределах Оршанского гидрогеологического бассейна.

Северо-восточные районы Беларуси. Глубина залегания кровли франских отложений (семилукский, саргаевский и ланский горизонты) варьирует здесь от 5 до 180 м. Водовмещающими служат трещиноватые и закарстованные известняки и доломиты общей мощностью от 15 до 137 м, мощность водонасыщенной части отложений в среднем 50—75 м. Воды напорные: пьезометрические уровни скважин, пробуренных в долинах рек, иногда превышают отметки земной поверхности.

Напоры над кровлей водовмещающих пород достигают 120 м. Дебиты отдельных скважин составили 47—125 л/с при понижении 1,5—35 м. В долинах Днепра (у г. Орша), Зап. Двины (восточнее г. Витебска), Сарьянки и Витьбы породы комплекса выходят на поверхность, отмечено наличие восходящих источников.

Воды в большинстве случаев пресные, минерализация не превышает 0,1—0,5 г/л; состав вод гидрокарбонатный кальциевый и гидрокарбонатный магниево-кальциевый.

Юго-восточные районы. Франские отложения представлены евлановско-ливенской соленосной толщей, а также преимущественно карбонатными образованиями ланского, саргаевского, семилукского, речицкого, воронежского и евлановского горизонтов. Соленосные отложения (нижняя солевая толща) представляют собой водоупор мощностью до 500 м и более, развитый на значительной части территории Припятского прогиба.

Подсолевые карбонатные отложения образуют одноименную водоносную толщу. Мощность подсолевого карбонатного комплекса составляет 60—250 м, редко более (до 490 м). Фильтрационные свойства вмещающих пород варьируют в широких пределах, что определяет и резкую изменчивость величин притоков рассолов в скважины, от незначительных до 900—1200 м^3/сут при понижениях 600—1000 м. Глубина установившихся статических уровней изменяется от 15 до 900 м. Величина напоров 2000—2500 м над кровлей, верхним региональным водоупором является мощная евлановско-ливенская-домановичская соленосная толща. Минерализация рассолов до 453 г/л, ионно-солевой состав хлоридный кальциевый и натриевый.

Водо- и рассолоносный комплекс старооскольских и ланских отложений девона распространен в Припятском и Оршанском гидрогеологических бассейнах, а также участками на севере и востоке Белорусского гидрогеологического массива.

Водовмещающие породы представлены преимущественно мелкозернистыми песками и слабосцементированными песчаниками мощностью до 200 м. Глубина залегания кровли вмещающих отложений 15—165 м на северо-востоке страны, 270—540 на западе и до 1200—3000 м и более в Припятском гидрогеологическом бассейне.

Воды напорные, в Оршанском бассейне пьезометрические уровни составляют 7—35 м, реже могут достигать 200 м и более над кровлей вмещающих отложений. В северо-восточной части Беларуси удельные расходы скважин 0,001—3,6 л/с/м, преобладают 0,5—1,0.

В западной части подземные воды имеют небольшую минерализацию (0,4—0,5 г/л), гидрокарбонатный кальциево-магниевый состав, в северных районах минерализация увеличивается до 0,7—1,5 г/л, состав изменяется на хлоридно-гидрокарбонатный магниево-кальциевый или хлоридный натриевый. С погружением вмещающих пород в северо-восточном направлении минерализация достигает 2,5—3,0 г/л на глубине 200—300 м с соответствующим изменением ионного состава.

В Припятском гидрогеологическом бассейне старооскольские отложения входят в состав подсолевого терригенного комплекса. Рассолы хлоридного натриевого состава с минерализацией до 453 г/л и высокими концентрациями йода, брома, стронция, лития, других компонентов. Притоки рассолов в скважины 0,22—283 м^3/сут при понижениях 28—807 м.

Водо- и рассолоносный комплекс пярнуских и наровских отложений эйфельского яруса девона распространен в пределах Белорусского гидрогеологического массива, в Припятском и Оршанском гидрогеологических бассейнах.

Вмещающие отложения представлены трещиноватыми доломитами и известняками, реже мергелями с прослоями глин, песков и гипсов. Глубина залегания кровли вмещающих отложений 70—300 м в пределах Белорусского гидрогеологического массива, 300—400 и более в Оршанском и 60—3500 м в Припятском гидрогеологическом бассейне. Общая мощность водо- и рассолосодержашей части отложений варьирует от первых метров до 200 в центральной части Беларуси и до 100 м на юго-востоке.

Воды напорные, пьезометрические уровни в скважинах устанавливаются на глубинах 0,2—60 м, в долинах рек зафиксированы случаи самоизлива из скважин. Удельные расходы скважин варьируют в пределах 0,003—0,7 л/с/м на территории Белорусского гидрогеологического массива и в Оршанском бассейне, значительно ниже они в Припятском прогибе (0,0007—0,04 л/с/м).

Минерализация подземных вод в северной части распространения комплекса 0,3—0,6 г/л, с глубиной пресные воды сменяются слабо- и сильносолоноватыми (1,4—5,2 г/л) сульфатного магниево-кальциевого и хлоридно-сульфатного кальциевого состава. В погруженных частях горизонтов появляются соленые воды и рассолы хлоридного натриевого состава с минерализацией 15—65 г/л.

В Припятском гидрогеологическом бассейне эйфельский ярус представлен осадочными образованиями витебского, пярнуского и наровского горизонтов (подсолевой терригенный рассолоносный комплекс). Общая мощность комплекса 120—340 м.

Минерализация рассолов от 110—200 г/л в периферических частях Припятского бассейна до 260—450 г/л в срединных. Превалирующий ионно-солевой состав рассолов хлоридный кальциевый и натриевый.

Водоносный комплекс ордовикских и силурийских отложений развит в северо-западных и юго-

западных районах Беларуси в пределах северо-западного окончания Белорусского гидрогеологического массива и в Брестском гидрогеологическом бассейне. Водовмещающими являются трещиноватые известняки и доломиты с подчиненными прослоями мергелей. Глубина залегания кровли водоносных отложений 70—340 м на северо-западе и 200—450 м на юго-западе страны, мощность соответственно варьирует от 5—160 до 85—630 м.

Водоносный комплекс содержит напорные воды, пьезометрические уровни устанавливаются на глубинах 2—50 м, реже выше поверхности земли до 20 м. Напоры над кровлей вмещающих отложений 150—240 м. Удельные расходы скважин 0,01—3,3 л/с/м. Содержание растворенных веществ в воде от 0,2—0,6 (гидрокарбонатный кальциевый и кальциево-магниевый состав) до 43,3 г/л (хлоридный натриевый, сульфатно-хлоридный состав).

Водоносный комплекс нижне- среднекембрийских отложений присутствует на северо-западе и юго-западе Беларуси. Водовмещающими породами являются мелко-, средне- и разнозернистые песчаники, реже пески. Глубина залегания кровли вмещающих отложений варьирует в пределах от 160—190 до 620—730 м и более, мощность от 3—30 до 50—130 м.

Воды напорные, достоверные данные об установившихся уровнях подземных вод на юго-западе отсутствуют. На северо-западе пьезометрические уровни зафиксированы на глубинах до 21,2 м и отметках от 0,5 до 4 м выше уровня земной поверхности, высота напора до 470 м.

Расходы скважин при опробовании комплекса составили 0,4—13,3 л/с при понижениях 22—33 м. Минерализация подземных вод от пресных гидрокарбонатных кальциевых (0,15 г/л) до минерализованных хлоридных натриевых (6,3 г/л и более).

Водо- и рассолоносный комплекс верхнепротерозойских отложений широко распространен на территории Беларуси, занимает около 85 % ее площади.

Глубина залегания кровли водо- и рассоловмещающих пород изменяется от 10—100 м на Микашевичско-Житковичском выступе фундамента до 550—700 в Брестской впадине, 10—1000 в пределах Белорусской антеклизы и Латвийской седловины и достигает 1000—4500 м в Припятском прогибе. Мощность водо- и рассоловмещающих отложений изменяется в широких пределах — от 10—100 до 500—1000 м.

Гидрогеологические и гидрогеохимические условия верхнепротерозойских отложений зависят от их положения в разрезе геологических структур. В связи с этим общая характеристика водо- и рассолоносных верхнепротерозойских отложений приводится в соответствии с принятой выше схемой геолого-структурного и гидрогеологического районирования и номенклатуры геолого-гидрогеологических таксонов.

Белорусский гидрогеологический массив. Подземные воды пресные и ультрапресные. Мощность зоны пресных вод в разрезе осадочного чехла 200—450 м. Минерализация изменяется от 0,2 до 1,0 г/л, преобладает 0,3–0,8 г/л. По химическому составу воды гидрокарбонатные кальциевые, натриево-кальциевые и кальциево-натриевые.

На большей части массива воды напорные: пьезометрические уровни устанавливаются на глубинах 1—12 м, зафиксированы случаи превышения статических уровней отметок поверхности земли. Дебиты скважин составляют 90—170 $м^3$/сут.

Оршанский гидрогеологический бассейн. В разрезе верхнепротерозойских отложений выделяются рифейский и вендский водоносные горизонты.

Рифейский водо- и рассолоносный горизонт развит почти повсеместно. Глубина залегания кровли водовмещающих отложений изменяется от 200—470 м на юге и западе бассейна и достигает 1100—1300 м на северо-востоке. Мощность варьирует от 30 м на периферии до 1000 м в центральной части гидрогеологической структуры. Вмещающие породы представлены преимущественно песчаниками различной зернистости, пористости и трещиноватости, определяющих водообильность горизонта. Удельные дебиты скважин варьируют от 5 до 50 $м^3$/сут/м. Пьезометрические уровни устанавливаются на глубинах 18—120 м, часто фиксируется самоизлив из скважин.

Подземные воды преимущественно минерализованные, содержание солей в пределах 35—50 г/л в центральной и юго-западной частях и 100—150 г/л — на северо-востоке бассейна.

Вендский водо- и рассолоносный горизонт широко распространен на всей территории Оршанского гидрогеологического бассейна. Глубина залегания кровли вмещающих пород 120—200 м на западе структуры и до 800 м на северо-востоке. Удельные дебиты скважин варьируют от 5—9 до 90—172 $м^3$/сут/м. Пьезометрические уровни устанавливаются на глубинах от 1,3 до 130—140 м относительно земной поверхности. В отдельных случаях статические уровни превышают отметки уровня земли на 4—8,5 м.

Минерализация и химический состав подземных вод вендских отложений варьируют от пресных (до 1 г/л) гидрокарбонатных кальциевых до хлоридных натриевых рассолов с минерализацией до 150 г/л на северо-востоке бассейна.

В разрезе венда развиты преимущественно водоупорные породы волынской, вильчанской и валдайской серий, образующие регионально выдержанный водоупор мощностью до 300—400 м, разделяющий гидрогеологические комплексы верхнего протерозоя и палеозоя.

Брестский гидрогеологический бассейн. Вер-

хнепротерозойские отложения представлены образованиями валдайской и волынской серий венда. Породы волынской серии в составе туфогенно-осадочных пород ратайчицкой свиты являются региональным водоупором для всей территории бассейна. Водовмещающими являются песчаники и аргиллиты валдайской серии. Глубина залегания кровли водовмещающих пород изменяется от 150 до 630 м, мощность достигает 220 м.

Подземные воды преимущественно пресные и слабоминерализованные (до 1—3 г/л), лишь в погруженных частях водоносных горизонтов минерализация достигает 15—20 г/л. Химический состав пресных вод гидрокарбонатный натриевый или кальциевый, а минерализованных — хлоридный натриевый. Воды преимущественно напорные, пьезометрические уровни относительно земной поверхности устанавливаются на отметках 0—45 м.

Припятский гидрогеологический бассейн. Верхнепротерозойские отложения залегают на кристаллическом основании, при этом глубина залегания последнего варьирует от 2—200 м в пределах Микашевичско-Житковичского выступа до 5800—6200 м в Ельском грабене и на Малодушинско-Червонослободской ступени.

Водовмещающими являются разнозернистые песчаники с прослоями алевролитов и глин рифея, а также палеогляциогенные песчано-глинистые породы вильчанской и туфы, песчаники и алевролиты волынской серии венда. Общая мощность верхнепротерозойских отложений достигает 800 м.

С верхнепротерозойскими отложениями связаны высокоминерализованные рассолы (200—465 г/л). В соответствии с минерализацией их состав изменяется от хлоридного натриевого до хлоридного кальциево-магниевого. Подземные рассолы высоконапорные, статические уровни устанавливаются на глубинах от 170 до 1375 м, при этом напор относительно интервалов опробования может составлять 1750—3820 м. Водообильность (рассолообильность) верхнепротерозойского комплекса варьирует от нулевой до 660 м^3/сут при понижении 30—700 м. В отдельных случаях при испытаниях скважин получены притоки рассолов до 800—330 м^3/сут.

Водоносная зона трещиноватых архей-нижнепротерозойских пород кристаллического фундамента развита на всей территории Беларуси. Глубина залегания кровли фундамента изменяется от 80—250 м в сводовой части Белорусской антеклизы до 1500—1700 в Брестской и Оршанской впадинах и до 6200 м в Припятском прогибе. Водовмещающие породы — трещиноватые и выветрелые разновидности метаморфических и интрузивных пород (гнейсы, сланцы, граниты, сиениты, габбро). Связанные с ними воды напорные, пьезометрические уровни фиксируются на глубинах 0,7—38,0 м и более, в отдельных скважинах наблюдается самоизлив. Водообильность отложений зависит от трещиноватости и выветрелости водовмещающих пород. Дебиты скважин варьируют от 0,03 до 8,3 л/с при понижениях 14—54 м.

В местах неглубокого залегания фундамента подземные воды пресные (минерализация 0,16—0,4 г/л), с глубиной пресные воды сменяются минерализованными водами и рассолами (14—51 г/л) в Брестском и Оршанском бассейнах.

ГИДРОДИНАМИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ

Выделяются три гидродинамические зоны: активного водообмена (характеризуется влиянием современной гидрографической сети); затрудненной циркуляции вод (упруго-водонапорного режима); квазизастойного гидродинамического режима (Богомолов и др., 1973; Богомолов и др., 1976).

В разрезе зоны активного водообмена А.В. Кудельским (1976) выделены гидродинамические системы грунтовых вод и квазиартезианская (табл. 11.1).

Гидродинамическая система грунтовых вод связана с верхними частями гидрогеологического разреза. Питание водоносных горизонтов осуществляется за счет инфильтрации атмосферных осадков, гидравлической связи с поверхностными водами, а также восходящими водами более глубоких напорных горизонтов. Движение воды в пределах системы определяется разностью гравитационных потенциалов и направлено в сторону более низких гипсометрических отметок зеркала грунтовых вод.

Пластовое давление в условиях гидродинамической системы тождественно гидростатическому и определяется высотой и плотностью столба воды. К этой же системе относятся и свободные воды зоны аэрации (верховодка). Мощность системы грунтовых вод достигает 60 м, воды безнапорные.

Гидродинамическая система грунтовых вод фиксируется в пределах верхней части всех гидрогеологических бассейнов и районов республики. Она занимает большую часть разреза Белорусского гидрогеологического массива и Брестского гидрогеологического бассейна, в меньшей мере, Оршанского и Припятского.

Квазиартезианская гидродинамическая система включает в свой состав нижнюю часть зоны пресных вод. В Припятском бассейне область инфильтрационного питания верхнеюрско-антропогеновых водоносных горизонтов располагается непосредственно в пределах гидрогеологической структуры, местная разгрузка связана с долинами рр. Припять, Днепр, Березина и их притоков. На остальной территории Беларуси, в зависимости от структурно-геологических условий, в разрезе гидродинамической системы отмечаются отложения древнее верхнеюрских (вплоть до верхнепротерозойских и фундамента).

Таблица 11.1

Схема гидродинамической зональности осадочного чехла Беларуси

<table>
<tr><th>Гидрогеологический этаж</th><th>Гидродинамическая система</th><th>Мощность, м</th><th>Глубина залегания, м</th><th colspan="2">Особенности гидродинамических систем</th><th>Гидрогеологический бассейн, массив</th></tr>
<tr><td rowspan="2">Верхний</td><td>Грунтовых вод</td><td>0—60</td><td>0—60</td><td>Безнапорная</td><td rowspan="2">Интенсивное движение подземных пресных вод</td><td>Белорусский, Оршанский, Брестский, Припятский</td></tr>
<tr><td>Квазиартезианская</td><td>300—450</td><td>60—500</td><td>Под гидростатическим напором</td><td>Белорусский, Припятский, Оршанский, Брестский*</td></tr>
<tr><td>Средний</td><td>Квазиэлизионная (седиментационная)</td><td>1500—2000</td><td>500—2000</td><td colspan="2">Замедленное и весьма замедленное движение рассолов и минерализованных вод с элементами элизионного водообмена</td><td>Припятский, Оршанский</td></tr>
<tr><td>Нижний</td><td>Деградировавшая элизионно-термогидродинамическая</td><td>2000—2500 и более</td><td>2000—2500 и более</td><td colspan="2">Зона отсутствия регионального и трансформного движения рассолов. Гидростатически уравновешенные пластовые системы</td><td>Припятский</td></tr>
</table>

* В разрезе Брестского бассейна мощность квазиартезианской гидродинамической системы превышает 500 м с постепенным переходом в неявно выраженную квазиэлизионную систему

Потенциал движения подземных вод определяется величиной гидростатического напора, зависящего, в свою очередь, от превышения отметок области питания водоносного горизонта над областью разгрузки. Пластовое давление в квазиартезианской гидродинамической системе (так же, как и в системе грунтовых вод) имеет гидростатическую природу и определяется высотой и плотностью столба пресной воды. Мощность гидродинамической системы обычно не превышает 300—450 м, а глубина залегания вмещающих пород не превышает 500 м.

Зона, объединяющая гидродинамические системы грунтовых вод и квазиартезианскую, является зоной активного водообмена и характеризуется наибольшими скоростями фильтрации подземных вод.

Квазиартезианская гидродинамическая система составляет практически весь разрез Брестского бассейна, большую часть Оршанского и относительно малую часть Припятского гидрогеологического бассейна.

Квазиэлизионная гидродинамическая система получила преобладающее развитие в условиях Припятского гидрогеологического бассейна, где она охватывает отложения средней юры (ниже батского яруса), триаса, перми, карбона и надсолевого девона, сложенных преимущественно песчано-глинистыми неконсолидированными породами, и соответствует среднему гидрогеологическому этажу (см. табл. 11.1). От верхнего гидрогеологического этажа средний отделяется глинами батского яруса средней юры, представляющими собой водоупор на большей части территории бассейна.

Пластовые температуры изменяются от 20—30 до 50—60°С, что существенно ниже температур структурной деградации глинистых минералов.

Величина пластового давления в разрезе системы в существенной степени зависит от избыточного давления, создаваемого сокращением порового пространства вмещающих пород под воздействием геостатических нагрузок.

Потенциал движения подземных вод в разрезе квазиэлизионной системы определяется перепадами геостатических давлений (по профилю погруженные — высокоподнятые части водоносных комплексов), процессами сокращения объема порового пространства глинистых пород и отжатия вод в слабосжимающиеся под воздействием геостатической нагрузки песчано-глинистые и трещиноватые карбонатные резервуары.

В районах относительно неглубокого залегания водоносных горизонтов (примерно до 900—1000 м) пластовое давление, как правило, не превышает условное гидростатическое. В глубоких частях гидрогеологических бассейнов отмечается увеличение пластового давления с превышением над условным гидростатическим в пределах 2—17 %, что свидетельствует об их определенной гидродинамической автономности.

Трансформные перемещения подземных вод в разрезе квазиэлизионной системы возможны в пределах отдельных тектонических блоков, характеризующихся сравнительно однородными литолого-фациальными условиями.

Мощность квазиэлизионной системы в Припятском бассейне достигает 1500—2000 м, в Оршанском бассейне можно предположить существование квазиэлизионного режима подземных вод в разрезе кембрийских отложений.

Нижний гидрогеологический этаж представлен **деградировавшей элизионно-термогидродинамической системой.** В Припятском бассейне эта система образована рассолоносными комплексами подсолевых и межсолевых карбонатных и терригенных отложений, а также водоупорными соленосными толщами. Согласно представлениям А.В. Кудельского (Богомолов и др., 1973), рассматриваемая система по своей гидродинамической характеристике является деградировавшей элизионно-термогидродинамической. Для термически и упругодинамически деградировавшей элизионно-термогидродинамической системы характерно отсутствие современных внешних и внутренних областей питания водоносных комплексов и латерального перемещения рассолов; существующая пластовая энергия поддерживается давлением столба рассолов переменной плотности. На периферии бассейна в условиях моноклинального залегания девонских рассолоносных комплексов прослеживается разбавляющее действие пресных вод (по падению пород до глубины 1700 м).

В целом, современное состояние гидродинамической системы, объединяющей подсолевые и межсолевые девонские комплексы Припятского бассейна, можно определить как гравитационно (гидростатически) уравновешенное, исключающее трансбассейновые (латеральные) перемещения массы подземных вод и рассолов.

ГИДРОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ЗОНЫ

Гидрогеохимическая зональность устанавливается более надежно и определенно, чем гидродинамическая, и во многом обусловлена степенью гидродинамической изолированности структур и литологическими особенностями водовмещающих пород. Выделяется несколько гидрогеохимических зон.

Гидрогеохимическая зона пресных вод (минерализация менее 1 г/л) распространена повсеместно на территории Беларуси (Кудельский и др., 1995), в большинстве случаев совпадает с зоной активного водообмена (рис. 11.2). В границах Белорусского гидро-

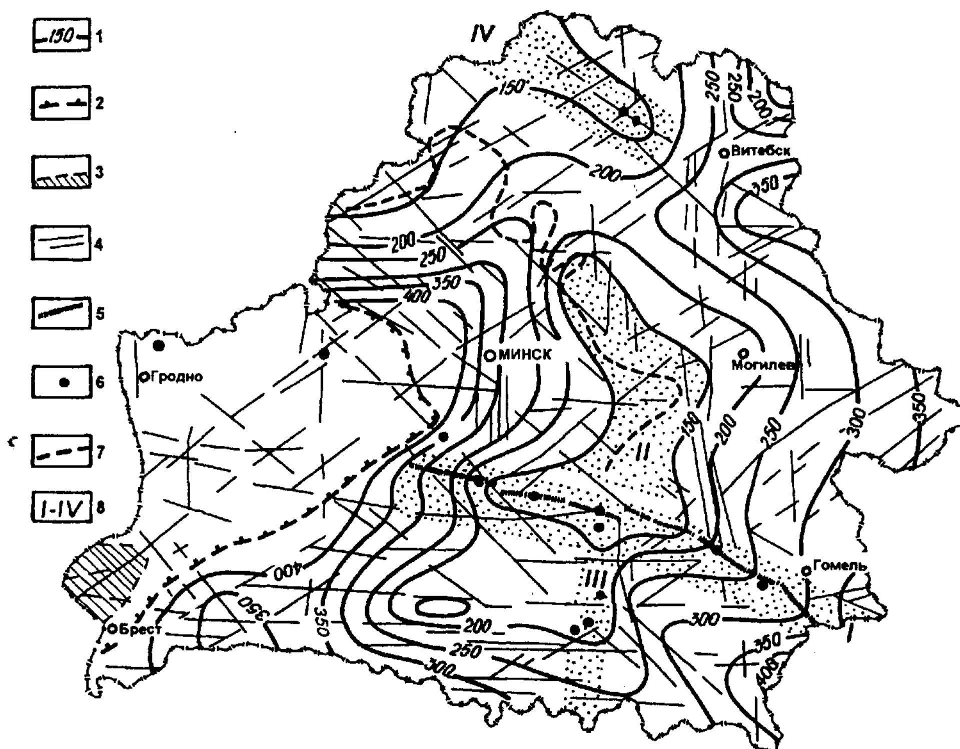


Рис. 11.2. Карта-схема мощности слоя пресных подземных вод на территории Беларуси.

1 — изолинии глубин залегания подошвы слоя пресных вод, м; 2 — область развития слоя пресных вод мощностью более 450 м; 3 — область развития слоя пресных вод мощностью более 1000 м; 4 — разнопорядковые разломы; 5 — Северо-Припятский разлом; 6 — участки гидрохимических аномалий; 7 — зона выклинивания сульфатно-доломито-мергельной пачки наровского горизонта; 8 — наиболее крупные зоны разгрузки глубинных минерализованных вод: I — Северо-Припятская, II — Березинская, III — Уборть-Припятская, IV — Западно-Двинская.

геологического массива и Полесской седловины она охватывает весь разрез осадочного чехла, общая мощность гидрогеохимической зоны составляет 350—400 м.

В Брестском гидрогеологическом бассейне мощность зоны пресных вод достигает 1000 м. Оршанский гидрогеологический бассейн до глубины 300 м охвачен активным водообменом, такова же и мощность зоны пресных вод. Лишь в переходных областях к Белорусскому гидрогеологическому массиву мощность ее уменьшается до 100—150 м.

В Припятском гидрогеологическом бассейне зона пресных вод в среднем составляет 200—280 м, лишь в краевых частях (западная периферия структуры) ее мощность увеличивается до 300—350 м. На большей части бассейна пресные воды зоны приурочены к четвертичным, неогеновым, палеогеновым, меловым и верхнеюрским отложениям. В краевой западной части, в пределах Микашевичско-Житковичского выступа нижняя граница зоны прослеживается в кристаллических трещиноватых породах фундамента до глубины 200 м.

На отдельных площадях бассейна в ионном составе пресных вод доминируют хлориды натрия, воды приобретают хлоридно-гидрокарбонатный облик, что объясняется неглубоким залеганием соленых вод или наличием вертикальной разгрузки минерализованных хлоридных натриевых вод в тектонически ослабленных зонах.

На Микашевичско-Житковичском выступе фундамента наблюдаются участки с сульфатными натриево-кальциевыми водами. Такие аномалии образуются в результате окисления сульфидов железа пород кристаллического фундамента.

В целом, состав подземных вод верхней гидрогеохимической зоны преимущественно гидрокарбонатный кальциевый и магниево-кальциевый. В нижней части нередко встречаются гидрокарбонатные натриевые и смешанные сульфатно-гидрокарбонатные и хлоридно-гидрокарбонатные воды.

На северо-востоке Оршанского гидрогеологического бассейна наблюдается инверсия гидрохимического разреза, заключающаяся в распространении пресных гидрокарбонатных вод франских отложений под сульфатными водами малой минерализации в породах фаменского возраста. Внедрение пресных вод под минерализованные наблюдается по периферии распространения франских отложений и прослеживается на расстояние 70—100 км. Подобные гидрохимические инверсии отмечаются в приграничных с Беларусью территориях Литвы и Латвии.

Гидрогеохимическая зона солоноватых и соленых вод (1—35 г/л) широко распространена на всей территории Беларуси за исключением высокоподнятых частей Белорусского гидрогеологического массива и гидрогеологического района Полесской седловины. В разрезе Брестского гидрогеологического бассейна мощность зоны солоноватых вод достигает 400—500 м, в Припятском и Оршанском она существенно меньше. Так, в Припятском бассейне эта зона распространена довольно широко, отсутствует лишь на тех участках, где глубина залегания подошвы верхнего водоупора, отделяющего зону пресных вод от соленых, превышает 500 м. Солоноватые и соленые воды связаны, в основном, с отложениями нижнего триаса, перми, карбона и надсолевого девона, а в краевой северо-восточной части бассейна отложениями верхнего и среднего девона, а также трещиноватыми породами фундамента и осадочными отложениями верхнего протерозоя. На северо-западе и западе, где поверхность верхней соленосной толщи характеризуется неглубоким залеганием (450—600 м), мощность зоны солоноватых и соленых вод составляет 150 м. В центральной и восточной частях бассейна мощность зоны соленых вод на участках развития соляных куполов сокращается до 70—100 м. В прибортовых частях в условиях фациального замещения верхнедевонских солевых пород несолевыми мощность зоны увеличивается до 300 м.

Химический состав подземных вод преимущественно сульфатный, хлоридно-сульфатный и сульфатно-хлоридный с разнообразным сочетанием катионов.

Гидрогеохимическая зона слабых рассолов (35—150 г/л) распространена в пределах Оршанского и Припятского гидрогеологических бассейнов. Преобладающий макрокомпонентный состав рассолов хлоридный натриевый.

В Оршанском гидрогеологическом бассейне зона слабых рассолов преобладает и занимает большую часть разреза. В Припятском бассейне слабые рассолы развиты, в зависимости от структурного плана поверхности верхней девонской соленосной толщи, на глубинах от 400 м на северо-западе до 800 м на северо-востоке. В межкупольных депрессиях слабые рассолы распространены до глубины 1000—1100 м и приурочены к каменноугольным и надсолевым девонским отложениям.

Мощность гидрогеохимической зоны увеличивается с погружением кровли верхней соленосной толщи с запада на восток бассейна от 70—100 до 600—900 м. В районах интенсивного проявления соляной тектоники мощность зоны слабых рассолов весьма неустойчива и варьирует от 100—150 м в пределах поднятий до 450—600 м в межкупольных депрессиях.

Гидрогеохимическая зона крепких и весьма крепких рассолов (150—350 г/л и более) развита лишь в пределах Припятского гидрогеологического бассейна и составляет большую часть разреза девонских и верхнепротерозойских отложений. Мощность зоны нередко достигает 2—3 км. Состав подземных

рассолов хлоридный натриевый, хлоридный магниево-кальциевый и кальциево-магниевый.

Основная масса крепких рассолов имеет хлоридный кальциевый состав. В зонах региональных разломов встречаются хлоридные магниево-кальциевые рассолы. При общем солесодержании более 410 г/л состав рассолов становится хлоридным кальциевым.

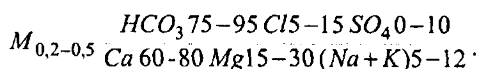
В целом, для гидрогеохимической вертикали подземной гидросферы территории Беларуси характерна прямая зональность, минерализация подземных вод закономерно увеличивается с глубиной, от пресных вод к соленым и далее к рассолам. Анионный состав подземных вод изменяется от гидрокарбонатного к гидрокарбонатно-сульфатному и сульфатно-гидрокарбонатному и далее сульфатному и сульфатно-хлоридному и, наконец, приобретает более простой характер с тенденцией к преобладанию хлоридной составляющей.

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ПОДЗЕМНЫХ ВОД. ПРОБЛЕМЫ И ПЕРСПЕКТИВЫ

Ресурсы пресных подземных вод — основа развития народного хозяйства республики

На территории Беларуси пресные подземные воды приурочены практически ко всем литолого-стратиграфическим подразделениям осадочного чехла, а также к верхней трещиноватой выветрелой части пород фундамента. Мощность зоны пресных вод варьирует в широких пределах, средняя выдержана в достаточно узком интервале 150—250 м. Наименьшая мощность зоны (70—150 м) наблюдается на участках глубоких эрозионных врезов долин крупных рек (Западной Двины, Днепра, Припяти, Вилии, Немана, Березины и др.), в районах сосредоточенной разгрузки соленых вод (зона Северо-Припятского разлома) максимальная мощность пресного разреза зафиксирована в Брестском гидрогеологическом бассейне, где на участке Прибугской площади она достигает 1000 м.

Химический состав пресных подземных вод гидрокарбонатный магниево-кальциевый, минерализация 0,2—0,5 г/л. Наиболее характерный (средний) макрокомпонентный состав подземных вод можно представить в виде



$$M_{0,2-0,5}\frac{HCO_3 75-95\,Cl5-15\,SO_4 0-10}{Ca\,60\text{-}80\,Mg15-30\,(Na+K)5-12}.$$

Эксплуатация пресных подземных вод осуществляется более чем 200 групповыми и одиночными водозаборами. Суммарный водоотбор по всем водозаборам с утвержденными запасами достигает 1,9 млн м^3/сут.

Хозяйственно-питьевое водоснабжение почти всех городов и многих поселков городского типа осуществляется крупными водозаборами (батареи скважин) и многочисленными одиночными эксплуатационными скважинами (около 40 тыс. скважин). Сельские жители отбирают воду, в основном, из бытовых колодцев. Качество ее в большинстве случаев не соответствует нормам ГОСТ 2874-82 "Вода питьевая" (Кудельский и др., 1994).

Наибольший объем пресных вод извлекается из днепровско-сожского и березинско-днепровского четвертичных водоносных комплексов. К числу важнейших эксплуатационных относятся также водоносные комплексы палеоген-неогеновых, меловых, юрских, девонских и верхнепротерозойских отложений.

Водоносные комплексы четвертичной толщи эксплуатируются на всей площади их распространения. Централизованный водоотбор из днепровско-сожского комплекса осуществляется в Столбцовском, Минском, Червенском районах; из березинско-днепровского — в Борисовском, Смолевичском, Молодечненском, Светлогорском районах и в Гродненской области. На остальной территории страны водоотбор ведется многочисленными одиночными эксплуатационными скважинами.

Централизованный водоотбор подземных вод осуществляется из отложений палеоген-неогена в Гомельской и в восточной части Брестской области; верхнего мела — для водоснабжения Костюковичей и Гомеля; нижнего мела и нижнего сеномана — в Гродненской, Брестской, Гомельской и на юге Могилевской областей; юры — на крайнем западе Беларуси; верхнего девона — для водоснабжения Слуцка, Солигорска и на крайнем северо-востоке Витебской области; среднего девона — в Витебской и Могилевской областях; ордовика — для водоснабжения Ошмян, Мяделя и курортной зоны оз. Нарочь; венда — на северо-западе Минской области; рифея — на востоке Брестской области. На крупных водозаборах часто эксплуатируются одновременно несколько водоносных комплексов.

Промышленность и жилищно-коммунальное хозяйство Беларуси обеспечивают свои потребности в питьевой и технической воде преимущественно за счет подземных источников (до 95 % всей потребляемой воды).

Естественные ресурсы, равные подземному стоку в реки, составляют 15,9 км^3/год, а с учетом транзитного трансбассейнового стока — около 25 км^3/год. Прогнозные эксплуатационные запасы зоны интенсивного водообмена оцениваются величиной 11,7 км^3/год, что свидетельствует об их естественном восполнении (Белецкий, 1974).

Эксплуатация подземных вод осуществляется почти 40 тыс. скважин с общим водоотбором свыше 3,2 млн м^3/сут и 400 тыс. колодцев, из которых только в сельской местности отбирается около 0,7 млн м^3/сут грунтовых вод. Большая часть отбираемых подземных вод используется для водоснабжения населенных пунктов и предприятий. На сельскохозяйственное орошение

82. Зак. 5046.

расходуется около 0,5 км^3/год. Общий отбор подземных вод достигает 1,5 км^3/год, что составляет около 13 % прогнозных эксплуатационных запасов зоны интенсивного водообмена.

В условиях Беларуси, где густота речной сети достигает 0,4—0,5 км/км^2, практически каждый водозабор подземных вод оказывает влияние на величину поверхностного стока рек. Доля речного стока в существующем и перспективном отборе подземных вод в целом по республике достигает 75—85 %, что естественно отрицательно сказывается на гидрологическом режиме рек, особенно малых. Часть из них пересыхает полностью или функционирует периодически. С целью уменьшения негативных последствий эксплуатации подземных вод на режим поверхностных водотоков на некоторых реках проводятся или предусматриваются специальные работы по зарегулированию стока или переброске части стока из смежных речных бассейнов.

Минеральные воды — сырьевая база создания и функционирования санаторно-курортной сети

Территории Беларуси свойственен обширный спектр разнообразных по составу и свойствам минеральных вод и лечебных рассолов. Исключением являются участки в пределах Белорусской антеклизы и Полесской седловины, где вскрыта зона нацело пресноводного разреза осадочного чехла, хотя и здесь известны подземные воды специфического бальнеологического воздействия — радоновые.

Выделяются семь основных бальнеологических видов минеральных вод и рассолов: 1) без специфических компонентов и свойств; 2) бромных вод и йодо-бромных рассолов; 3) сульфидных и сероводородных вод и рассолов; 4) железистых вод; 5) радоновых вод; 6) высокогумусовых вод; 7) вод гипотетического специфического состава (щелочных, сероводородных и др.) (Кудельский, Ясовеев, 1994; Капора, Кудельский, 1999).

По состоянию на январь 1999 г. в Беларуси эксплуатировалось более 100 месторождений минеральных вод, по 2 месторождениям проведены поисково-разведочные работы. Минеральные воды используются в 70 лечебно-санаторных и профилактических учреждениях, в том числе в 18 санаториях и 39 профилакториях, 3 домах и базах отдыха, 6 детских и оздоровительных лагерях, Минском водно-спортивном комбинате, в водогрязелечебницах и поликлиниках; производится бутылочный розлив свыше 50 наименований минеральных вод. В девонских и верхнепротерозойских отложениях разведано соответственно 35 и 28 месторождений минеральных вод; в пермских и триасовых — 11; в юрских — 4; в кембрийских и каменноугольных — по три.

По составу преобладающих компонентов выделяются хлоридные натриевые воды — 39 месторождений; сульфатно-хлоридные натриевые — 12; хлоридно-сульфатные натриевые — 5; сульфатно-хлоридные кальциево-натриевые — 4; сульфатно-хлоридные магниево-кальциевые — 3; хлоридно-сульфатные кальциево-натриевые и гидрокарбонатно-хлоридные натриевые — по 2; сульфатно-хлоридные кальциево-магниевые воды — 1. Минеральные воды 50 месторождений содержат бром в различных количествах, воды многих месторождений отличаются повышенными концентрациями стронция, фтора и других микрокомпонентов.

Представляют интерес перспективы обнаружения новых и расширения использования уже известных минеральных вод в административных областях страны.

Брестская область обладает ограниченными гидроминеральными ресурсами. В пределах ее территории возможно обнаружение и последующее использование нескольких видов минеральных вод: без специфических компонентов и свойств, радоновых, железистых и бромных. Хлоридные натриевые воды приурочены к верхнепротерозойским отложениям Брестского гидрогеологического бассейна, при этом обнаружение слабоминерализованных вод (5—10 г/л) вероятно в районе Каменец — Высокое, более минерализованные (до 15—20 г/л) предположительны на крайнем юго-западе области. Хлоридно-сульфатные (сульфатно-хлоридные) воды небольшой минерализации (до 3—5 г/л) могут быть вскрыты в разрезе водоносных горизонтов кембрия, ордовика и силура Брестского гидрогеологического бассейна на глубинах более 500 м.

Радоновые воды широко распространены в пределах территории с высоким гипсометрическим положением выветрелой части фундамента.

Перспективы обнаружения железистых вод достаточно велики в крайней восточной части области, в зоне сочленения Припятского прогиба и Микашевичско-Житковичского выступа. Предполагается присутствие бромных вод на юго-востоке области, где они связаны с зонами выклинивания девонских солесодержащих пород Припятского прогиба.

Витебская область располагает значительными перспективами обнаружения и использования минеральных вод без специфических компонентов и свойств, бромных, хлоридных натриевых вод и рассолов и некоторых других.

Минеральные воды без специфических компонентов и свойств распространены на всей территории области.

Сульфатно-хлоридные (хлоридно-сульфатные) с переменным катионным составом воды распространены в пярнуско-наровских отложениях Оршанского гидрогеологического бассейна почти на всей территории области на глубинах свыше 200—300 м. Солесодер-

жание минеральных вод в среднем 5—10 г/л, редко более. Хлоридные натриевые воды различной минерализации (до 35 г/л) приурочены, в основном, к водоносным горизонтам верхнепротерозойского возраста, реже связаны с кембрийскими, ордовикскими, силурийскими и девонскими отложениями. Гидрокарбонатно-хлоридные (хлоридно-гидрокарбонатные) со сложным катионным составом минеральные воды широко распространены в разрезе девонского и верхнепротерозойского водоносных комплексов Оршанского бассейна и Латвийского гидрогеологического района.

Бромные воды (с содержанием брома свыше 25 мг/л) широко представлены на большей части территории области. Приурочены они к различным горизонтам верхнепротерозойского комплекса Оршанского бассейна, а также к кембрийско-ордовикско-силурийским отложениям Латвийской седловины. Минерализация подземных вод варьирует от 10—35 до 70—150 г/л.

Гомельская область. На территории области широко представлены различные виды минеральных вод: без специфических компонентов и свойств, бромные, железистые, высокогумусовые, йодо-бромные и сероводородные рассолы. Гипотетически возможно обнаружение содовых вод и некоторых других разновидностей минеральных вод (Кудельский, Ясовеев, 1994).

Минеральные воды без специфических компонентов и свойств распространены по всей области. Хлоридно-гидрокарбонатные (гидрокарбонатно-хлоридные) минеральные воды связаны с надсолевым девоном и более молодыми отложениями Припятского гидрогеологического бассейна до глубин 250—300 м. Сульфатно-хлоридные (хлоридно-сульфатные) воды развиты в тех же районах, что и хлоридно-гидрокарбонатные, но залегают на несколько больших глубинах (свыше 300 м) в отложениях надсолевого девона Припятского бассейна. Хлоридные натриевые воды и рассолы представляют доминирующий в области тип минеральных вод. В геологическом разрезе они прослежены от юрских до девонских отложений включительно.

Минеральные воды с высоким содержанием гумусовых веществ (до 300 мг/л) встречены в юрских отложениях и используются двумя санаториями-профилакториями.

Бромные воды распространены на всей территории, фиксируются в разновозрастных водоносных горизонтах.

Сероводородные воды и рассолы известны в пределах Ельской и некоторых других площадей Припятского прогиба. Существует принципиальная возможность их обнаружения в наддевонской части разреза Припятского гидрогеологического бассейна.

Обнаружение и использование железистых вод вероятно в районе Микашевичско-Житковичского выступа фундамента (Петриковский р-н) (Кудельский, Сербин, 1990) и в некоторых других районах.

Содовые воды представляют особый интерес и могут быть вскрыты в разрезе Заозерной и некоторых других площадей Припятского прогиба. В качестве первоочередного объекта предлагаются отложения бобриковского горизонта, с которыми связаны обширные поля давсонитовой, гиббсит-давсонитовой, гиббситовой и нордстрандитовой минерализаций.

Гродненская область располагает относительно небольшими перспективами обнаружения и использования минеральных вод и лечебных рассолов.

Минеральные воды без специфических компонентов и свойств могут быть вскрыты в Ошмянском и Сморгонском районах (хлоридно-натриевые воды с минерализацией 5—15 г/л в верхнепротерозойских отложениях).

Радоновые воды обнаружены на большей части области. Перспективный район ограничивается на юге линией Новоельня — Дятлово — Щучин и простирается в северном направлении до границы с Литвой. Подземные воды, содержащие радон, вскрыты в неглубоко залегающих (до 200 м) от поверхности породах кристаллического фундамента.

Минская область располагается в зоне сочленения различных геологических и гидрогеологических структур, что определяет весьма значительные перспективы обнаружения широкой гаммы различных видов минеральных вод в ее границах: без специфических компонентов и свойств, бромных, радоновых, хлоридных натриевых рассолов и др.

Сульфатно-хлоридные (хлоридно-сульфатные) воды приурочены к пярнуско-наровским отложениям Оршанского бассейна, северо-восточным склонам Белорусского гидрогеологического массива, реже к наддевонской части Припятского бассейна. Хлоридные натриевые воды средней и высокой минерализации (до 20—25 г/л) наиболее вероятны в низах девонских отложений Оршанского бассейна и широко развиты по всему разрезу верхнепротерозойских отложений.

Бромные воды наиболее вероятны в крайней южной части области, в разрезе девонских и верхнепротерозойских отложений Припятского бассейна. Радоновые воды распространены на значительной части территории области, ограниченной с юга северным краевым разломом Припятского прогиба, а с севера широтой Руденск — Негорелое. Хлоридные натриевые рассолы свойственны разрезу девонских и протерозойских отложений северо-западной периферии Припятского прогиба.

Могилевская область характеризуется минеральными водоми без специфических компонентов и свойств, бромными, хлоридными натриевыми водами и рассолами.

Преимущественно хлоридные натриевые воды связаны с верхнепротерозойским водо- и рассолоносным комплексом. Минеральные воды распространены в верхней части верхнепротерозойских отложений до глубины 500—600 м.

Бромные воды распространены почти повсеместно за исключением крайних западных районов области. Связаны они преимущественно с верхнепротерозойскими отложениями с присущими им минеральными водами повышенной минерализации (10—15 г/л). Хлоридные натриевые рассолы вскрыты в глубокопогруженных частях Оршанского бассейна (верхний протерозой).

Промышленные рассолы — перспективное разноцелевое гидрохимическое сырье

В Беларуси остро стоит проблема использования новых нетрадиционных источников сырья, одним из которых являются глубинные высокоминерализованные рассолы, которые представляют собой природные водные концентраты с содержанием растворенных солей до 400—460 г/л и более. В химическом составе этого уникального гидрохимического минерального сырья, по существу являющегося "жидкой рудой", содержатся хлориды кальция, магния, натрия, калия, соединения и ионные ассоциации серы, железа, марганца, брома, йода, бора, стронция, кобальта, меди, молибдена, никеля, лития, рубидия, цезия и др. Рассолы являются важным перспективным источником получения ценных химических соединений и элементов, особенно редких и рассеянных (Богомолов и др., 1977; Гарецкий, Кудельский, 1982; Гарецкий, Кудельский, Шиманович и др., 1983; Кудельский и др., 1985).

Основные перспективы нахождения и использования промышленных рассолов на территории страны связаны с глубокозалегающими девонскими отложениями Припятского гидрогеологического бассейна.

Поликомпонентный состав рассолов, высокие концентрации в них ряда элементов и соединений позволяют считать их ценным горно-химическим сырьем для извлечения в промышленных масштабах йода, брома, бора, стронция, калия, магния, карбонатов магния и кальция, хлорида натрия, борной кислоты, бромистого натрия, кристаллического йода, аммонийных продуктов, углекислого газа, некоторых редких и рассеянных металлов (литий, рубидий, цезий и др.).

В качестве полуфабриката рассолы Припятского прогиба могут использоваться в сельском хозяйстве, для получения специальных стройматериалов, в медицине и др.

Установлены высокая эффективность применения рассолов в качестве жидкого минерального удобрения, возможно использование рассолов в качестве препарата для инкрустации семян, средств защиты растений от болезней, в животноводстве (микродобавки — компенсаторы дефицита микроэлементов в кормовом рационе). В зонах радионуклидного загрязнения строго дозированное внесение в почву рассолов различной концентрации может обеспечить снижение загрязнения растениеводческой продукции изотопами цезия и стронция. В лесном хозяйстве применение рассолов позволяет получать древесину с пониженным содержанием радионуклидов.

Природные рассолы могут служить также компонентом получения низкотемпературного клинкера для пропитки древесины с целью придания ей огнестойкости и способности противостоять гнилостным процессам. Перспективно применение их для изготовления строительных материалов и конструкций из отходов деревообработки, льнокостры и т. д.

В технике возможно применение рассолов в качестве присадки к топливу и смазочным жидкостям, при закалке деталей атомных реакторов, для приготовления литейных смесей, очистки стали от окалины, при химико-термической обработке стальных изделий и т. д.

Высококонцентрированные подземные рассолы Беларуси — ценнейший природный продукт с огромным потенциалом биологического воздействия на человека. Лечебный эффект применения рассолов связан с их особым природным составом, который определяет противовоспалительное, рассасывающее и противоболевое действие при болезнях:

— опорно-двигательного аппарата (артриты, артрозы, вторичные синовиты, болезнь Бехтерева, остеохондрозы позвоночника, пяточная шпора, деформация суставов стопы и др.);

— периферической нервной системы (люмбаго, люмбагоишиалгия, невриты, дискогенные радикулиты);

— при хирургических заболеваниях (последствия травм, растяжений и разрывов связок, сухожилий и мышц).

Глава 12

ГЕОМОРФОЛОГИЯ

Территория Беларуси расположена в западной части Русской равнины, в зоне распространения плейстоценовых ледниковых образований, которые в значительной степени и обусловили своеобразие строения земной поверхности. Абсолютные высоты здесь колеблются от 346 м (г. Дзержинская) на Минской возвышенности до 80 м в долине Немана на границе с Литвой. Преобладающими категориями рельефа являются плоские и пологоволнистые равнины и низины ледникового, водно-ледникового, аллювиального и озерно-аллювиального генезиса, нередко заболоченные, грядово-увалисто-холмистые краевые ледниковые образования, речные долины и котловины озер.

В последние десятилетия все большее распространение получают антропогенные (техногенные) формы (карьеры, каналы, отвалы, насыпи, котловины и т. д.), которые по своим параметрам практически сравнялись с природными. О масштабе антропогенных преобразований земной поверхности Беларуси можно судить по общей площади техногенного рельефа, которая составляет около 5 % всей поверхности региона. Под влиянием техногенеза не менее чем на 30 % территории получила развитие плоскостная эрозия, происходит обмеление рек, заиление озер, вторичное заболачивание, усиливаются оврагообразование и эоловые процессы, формируются различного рода просадки и т. д.

Особенности развития региона в плейстоцене предопределили преобладание в северной части ледниковых комплексов поозерского, в центральной и южной — припятского (днепровского и сожского) возраста. При этом в центральной части рельефообразующими являются отложения сожского подгоризонта, а в южной — сожского и днепровского.

Верхний ярус рельефа формируют краевые ледниковые образования, которые представлены несколькими типами. Одни фиксируют положение края ледника при его максимальном продвижении к югу, являясь, таким образом, примерной границей оледенения, другие — соответствуют крупным этапам, стадиям, фазам и осцилляциям материкового оледенения. Наиболее низкие отметки земной поверхности тяготеют к речным долинам, самые крупные из которых прослеживаются на многие сотни километров, являясь интразональной категорией рельефа.

СТРОЕНИЕ КРУПНЫХ РЕЧНЫХ ДОЛИН

Реки Беларуси принадлежат к бассейнам Черного и Балтийского морей. Большая часть территории страны (58 %) дренируется водотоками Черноморского бассейна. Всего насчитывается 20,8 тыс. рек. Их суммарная длина 90,6 тыс. км. Средняя густота речной сети 0,44 км/км^2. Наиболее крупными реками, несущими свои воды в Балтийское море, являются Западная Двина, Неман, Западный Буг, в Черное море — Днепр и его притоки — Березина, Сож, Припять.

Река Западная Двина берет начало из оз. Корякино на Валдайской возвышенности. Ее длина составляет 1020 км, в том числе протяженность на территории Беларуси 328 км*. Характерная особенность бассейна — значительное количество озер, на долю которых приходится около 3 % всего водосбора. Площадь водосбора в пределах региона 33 200 км^2. Густота эрозионной сети 0,45 км/км^2. Река почти на всем протяжении на территории Беларуси судоходна. Долина имеет трапециевидную форму, у д. Руба — каньонообразную. Ширина, в основном, составляет 3—4 км, местами до 10—15 км. Глубина вреза изменяется от 20—30 до 40—50 м. В строении долины чаще всего выделяются пойма и две надпойменные террасы.

* При характеристике рек использованы материалы энциклопедических изданий "Государственный водный кадастр" (1978), "Белорусская ССР. Краткая энциклопедия" (1979), "Блакітная кніга Беларусі" (1994).

83. Зак. 5046.

В пойме различаются два уровня: низкий (1,5—3,5 м) и высокий (4—5,5 м). Ширина поймы обычно до 300—500 м (редко до 3 км). На всем протяжении пойменная терраса эрозионная и эрозионно-аккумулятивная. Выше Витебска в русле реки на протяжении 12 км отмечаются выходы доломитов, которые образуют пороги. При слиянии с Дисной также выделяется порожистый участок, созданный скоплениями валунов.

Первая надпойменная терраса имеет ширину площадки от 0,2 до 3—4 км, высота ее над урезом воды в русле от 7—9 до 10—12 м. Терраса эрозионно-аккумулятивная. Вторая надпойменная также эрозионно-аккумулятивная, в восточной части бассейна имеет ширину до 14 км, превышение над урезом воды в русле 15—19 м. На участке от Суража до Витебска ширина уменьшается до 1,5—2 км, высота до 14—15 м. Еще ниже по течению ширина варьирует, как правило, от нескольких сотен метров до 1 км, лишь иногда увеличиваясь до 3—4 км, высота составляет 10—14 м. На ряде участков, особенно восточнее Витебска, над второй надпойменной террасой выделяются локальные террасоподобные площадки на высоте 25—45 м.

Река Неман начинается (под названием Неманец) вблизи пос. Верхний Неман Узденского р-на Минской обл. Ее длина 937 км, в т. ч. на территории Беларуси 459 км. Площадь водосбора белорусского участка реки 35 000 км^2. Густота эрозионной сети 0,47 км/км^2. Судоходство осуществляется ниже Гродно, а в благоприятные годы также на участке от д. Куписк до г. Мосты. Ширина долины в Беларуси чаще всего 1,5—5 км, однако встречаются отдельные расширения до 15—20 км, которые приобретают озеровидный облик. У г. Мосты, при слиянии с р. Котрой, у д. Принеманская и др. отмечаются сужения долины до 0,4—0,9 км. Глубина вреза составляет в верховьях 11—17 м, ниже по течению иногда до 40 м.

Долину Немана детально изучили Л.Н. Вознячук и М.А. Вальчик (1978), которые выделили пойму, серию морфологически выраженных валдайских позднеледниковых террас врезания (до 8—9), а также террасы средне- и ранневалдайского возраста. Вместе с тем следует отметить, что цикловыми, по мнению названных авторов, являются пойма, первая и вторая надпойменные террасы, остальные имеют локальное распространение.

Пойма имеет два, реже три уровня (0,5—1,5 м, 2—3 и 4—8 м). Ширина ее колеблется от 0,5—0,6 км до 4—5 км. В районе Гродненских и Мостовских ворот и в некоторых других местах пойменная терраса сужается до 0,1—0,13 км и часто представлена отдельными узкими сегментами. Пойма, в основном, эрозионно-аккумулятивная, реже аккумулятивная. Первая надпойменная цокольная терраса возвышается над урезом воды на 6—11 м. Ширина площадки колеблется от первых сотен метров до 1 км. Ниже г. Мосты довольно четко выделяется вторая надпойменная терраса. Ее превышение над урезом воды колеблется от 7—8 до 13—15 м. Ширина площадки до 800 м. Описанные террасовые уровни выше Мостов сливаются в единый и имеют высоту, уменьшающуюся к верховьям реки от 6—8 до 4—5 м. На участке между устьями Щары и Березины терраса аккумулятивная. Ее ширина до 1,5—2 км.

Третья надпойменная терраса хорошо выражена ниже устья Молчади. Превышение над урезом воды от 7—8 до 16—18 м. Ширина площадки до 0,5—1 км, у г. Гродно 0,1—0,15 км. Терраса цокольная. Остальные террасы имеют более ограниченное распространение, в основном, цокольные. Исключение составляет средневалдайский уровень у г. Гродно, сформированный аккумулятивными процессами. Ширина площадок высоких локальных террас чаще всего измеряется сотнями метров. Превышение наиболее высоких из них над урезом воды в русле 30—35 м.

Река Западный Буг берет начало на западных склонах Подольской возвышенности. Длина 826 км, в Беларуси 169 км. Площадь водосбора на территории региона 10,4 тыс. км^2. Ширина долины 1—3 км (до 7 км). Врез долины 5—7 м (до 10 м). Судоходство осуществляется от Бреста вниз по течению.

В долине различаются аккумулятивные пойма и первая надпойменная терраса. Пойма выражена повсеместно. Ширина ее колеблется от нескольких десятков метров до 2—4 км. Различаются два уровня — 1,0—1,5 и 3,0—3,5 м. Наиболее пониженные участки заболочены. Подъем уровня воды в половодья составляет 3—6 м. Первая надпойменная терраса до г.п. Домачево представлена отдельными фрагментами шириной до 1,0 км. Вниз по течению эта терраса развита почти повсеместно. Ширина колеблется от 0,4 до 6,5 км. Превышение над поймой до 3—6 м.

Река Днепр берет начало на Валдайской возвышенности. Длина реки 2201 км (до создания на ней водохранилищ 2285 км), в т. ч. на территории Беларуси 700 км. Площадь водосбора в Беларуси 63,7 тыс. км^2 (без бассейна Припяти). Густота эрозионной сети 0,39 км/км^2. На всем белорусском отрезке река является судоходной. Ширина долины от 0,5—1,5 до 5—10 км, при слиянии с Сожем — до 35—50 км. Совместная долина Днепра и Припяти имеет еще большие размеры — до 85 км. Максимальная глубина вреза (70—80 м) установлена в районе Орши.

В долине Днепра выделяются пойма и две надпойменные террасы. На отдельных участках обособляется еще более высокий уровень, который рассматривается Г.И. Горецким (1970) как перигляциальная терраса. Пойма развита практически повсеместно. Ее высота снижается вниз по течению от 5—6 до 2—3 м, различаются два пойменных уровня с превышением верхнего

над нижним на 1—3 м. Ширина варьирует в интервале 0,1—10 км. Пойма в большинстве случаев аккумулятивная, нередко заболоченная. В 9 км выше Орши выходы девонских пород образуют в русле реки Кобелякские пороги.

Первая надпойменная терраса чаще представлена на левобережье. Ширина ее от сотен метров в верхней части до 5—9 км ниже устья Березины, 18 при слиянии с Сожем и 40 км при впадении Припяти. Высота этой террасы — от 7—8 до 13—15 м. В северной части терраса эрозионно-аккумулятивная, южнее — аккумулятивная. Вторая надпойменная терраса имеет ширину от 0,05—0,1 км до 20—25 км. Чаще эта терраса представлена на левобережье. Высота над урезом воды в русле варьирует в интервале 18—35 м.

Река Березина — единственный из крупных водотоков (длина 613 км), который от истоков до устья протекает по территории Беларуси. Истоки реки располагаются в заболоченном понижении юго-западнее Докшиц. Площадь водосбора 24 500 км^2. Густота эрозионной сети 0,35 км/км^2. Судоходство осуществляется от д. Броды Борисовского р-на (508 км от устья). Ширина долины от 200—300 м в верховье до 5—10 км и более в среднем и нижнем течении, врез от 10—15 до 20—25 м. Выделяются пойма и две надпойменные террасы.

Пойма прослеживается повсеместно и является аккумулятивной террасой. Ее высота над урезом воды изменяется от 0,3—0,5 м в верховье до 2—3 м в низовьях. Местами выделяются два пойменных уровня с разницей высот в 1—1,5 м. Ширина поймы колеблется от первых сотен метров до 3—5 км и более. В наиболее широких местах пойма сильно заболочена. Первая надпойменная терраса повсеместно распространена на левобережье шириной до 3—5 км (при слиянии с Олой до 8—9 км) и отдельными сегментами (чаще всего шириной в несколько десятков или сотен метров и длиной 300—500 м) на правобережье. Терраса аккумулятивная, реже эрозионно-аккумулятивная. Вторая надпойменная терраса лучше развита в среднем и нижнем течении. Ширина ее площадки обычно не превышает первых километров. Высота над урезом воды 11—20 м. Терраса эрозионно-аккумулятивная и эрозионная.

Река Сож берет начало в пределах Смоленско-Московской возвышенности вблизи г. Смоленска. На территории Беларуси располагается долина среднего и нижнего Сожа. Длина реки 648 км (в Беларуси 493 км). Площадь водосбора в республике 21 500 км^2. Густота эрозионной сети 0,38 км/км^2. На протяжении почти 370 км от устья по реке осуществляется судоходство. Ширина долины изменяется от 1,5—3 до 15—18 км. Ниже Гомеля совместная долина с Днепром достигает 35—50 км. Врез варьирует от 30—40 до 50—55 м.

Выделяются пойма и две надпойменные террасы. Пойма чаще всего аккумулятивная. Высота ее до 3—4 м, иногда выделяются два уровня (0,8—1,5 и 2—3 м). Первая надпойменная терраса лучше развита на левобережье. Ее высота от 4—8 до 11—14 м, ширина от 1—2 до 10—12 км. Терраса эрозионно-аккумулятивная и аккумулятивная. Вторая надпойменная эрозионно-аккумулятивная терраса распространена практически повсеместно. Ее ширина преимущественно 1—5, иногда до 10—12 км и более, высота — 9—25 м. На отдельных участках терраса приобретает эрозионный характер, а в местах озеровидных расширений — аккумулятивный.

Река Припять начинается северо-западнее г. Ковеля Волынской обл. Украины. Длина составляет 761 км (в Беларуси 500 км), площадь водосбора на территории Беларуси 52,7 тыс. км^2. Густота эрозионной сети 0,32 км/км^2. Судоходство осуществляется на всем белорусском отрезке реки. Долина Припяти широкая. Наибольшие размеры она имеет на участке от устья Горыни, где совместная долина с наиболее крупными притоками достигает 70—75 км. Склоны, кроме района Мозыря, выражены слабо. Врез, в основном, составляет 15—22 м.

Выделяются пойма и две надпойменные террасы. Аккумулятивная пойма развита на всем протяжении от истоков до устья. Максимальная ширина поймы (до 16—18 км) установлена в месте впадения Пины и Горыни, на остальной территории ширина составляет 1—9 км. Высота поймы 3—5 м. В этом интервале выделяется до 4 уровней, но чаще всего представлены два. Первая надпойменная терраса встречается практически повсеместно и по генезису является преимущественно аккумулятивной. Ширина колеблется от 0,5 до 10—18 км. Участками первая надпойменная терраса сужается до 100 м и даже выклинивается.

Вторая надпойменная терраса развита также довольно широко. Наибольшие площади, на которых она отсутствует, установлены между Петриковом и Наровлей. Ширина террасы от 200—500 м до 18 км. Вторая надпойменная терраса эрозионно-аккумулятивная. Ее высота над урезом воды изменяется от 7—15 до 11—20 м.

РЕГИОНАЛЬНЫЕ И ЛОКАЛЬНЫЕ ОСОБЕННОСТИ РЕЛЬЕФА

Одним из наиболее важных результатов геоморфологического изучения является районирование рельефа по генетическим, орографическим, морфометрическим, возрастным и иным критериям. В настоящее время в работах белорусских геологов и географов используются схемы районирования, предложенные В.А. Дементьевым (1948), Л.Н. Вознячуком (Вазнячук, 1975), коллективом авторов Геоморфологической карты Белорусской ССР (1990). Все эти схемы отражают определенные этапы в изучении строения земной поверхности. Естественно, что с накоплением новых данных, раз-

витием теоретических воззрений появилась возможность создать еще одну схему дифференциации территории по строению земной поверхности. В основу предлагаемого районирования (рис. 12.1) положены результаты геоморфологических исследований, выполненных в 1980—1994 гг. в Институте геологических наук НАН Беларуси.

По этой схеме исходной единицей районирования является геоморфологический район, выделяющийся по общему облику рельефа, позволяющему отличить его от соседних территорий. В качестве отличительных признаков выступают преобладающие комплексы форм и типов рельефа, которые образуют местные высотные ступени с характерным типом расчленения и специфически отражают тектонические особенности территории, а также выделяются по характеру проявления современных рельефообразующих процессов. Геоморфологические районы объединяются в геоморфологические области, соответствующие региональным высотным ступеням. Иногда по своеобразию тектонического строения, выраженному в рельефе, области подразделяются на подобласти. В соответствии с предложенной схемой территория Беларуси делится на 4 области (Белорусское Поозерье, Центрально-Белорусские возвышенности и гряды, равнины и низины Предполесья, Полесская низменность) и 71 район. Ниже приводится характеристика рельефа каждой из геоморфологических областей, а также обращается внимание на локальные особенности строения земной поверхности.

Белорусское Поозерье

Отличительная особенность этой геоморфологической области — широкое распространение озерно-ледниковых низин и равнин, краевого ледникового рельефа и озер. Поверхность в целом имеет котловинообразную форму, причем повышенные края созданы ледниковыми грядами и возвышенностями. Абсолютные отметки в центральной части варьируют преимущественно в интервале 120—160 м, по долинам рек они снижаются до 100—125 м. Несколько более повышенной является восточная часть, где преобладают отметки более 150 м и только небольшие участки вдоль рек Зап. Двина и Лучоса приурочены к ярусу 125—150 м. Краевые гряды и возвышенности, как правило, достигают 200—260 м над уровнем моря, а на Витебской возвышенности — почти 300 м.

Территория Белорусского Поозерья дренируется густой сетью рек, принадлежащих бассейнам Зап. Двины и Немана. Среди наиболее крупных притоков Зап. Двины следует назвать рр. Оболь, Дриссу, Сарьянку, Лучосу, Уллу, Ушачу и Дисну, а Немана — р. Вилию. Речные долины молодые, узкие и глубокие. Их ширина обычно 0,5—2 км и только в низовьях Дриссы и у Вилии возрастает до 5,5 км. В долинах чаще всего выражены пойма и первая надпойменная терраса, в низовьях наиболее крупных рек появляется вторая надпойменная терраса. В долине Вилии выражены 4 надпойменные террасы. В руслах рек нередко встречаются пороги, образованные чаще всего скоплениями валунов, а в долине Сарьянки у д. Коматы — девонскими породами.

На территории Поозерья насчитывается около 3 тыс. озер, причем часто озерные водоемы образуют значительные скопления. Котловины их имеют разнообразное происхождение (подпрудное, ложбинное, рытвинное, термокарстовое, эрозионное и сложное) и достигают максимальных для Беларуси размеров по площади и глубине (Якушко, 1971, 1981). Самым крупным озером является Нарочь. Его площадь 79,6 км^2, длина 12,8 км, ширина 9,8 км, наибольшая глубина 24,8 м.

Наибольшими глубинами отличается оз. Долгое в бассейне р. Шоши. Его площадь 2,6 км^2, длина 6,0 км, ширина до 0,7 км, максимальная глубина 53,7 м.

Довольно широко и разнообразно представлены формы краевого ледникового рельефа — гряды, увалы, холмы, которые группируются в 3 цепи. На самом севере Беларуси проходит Браславская полоса краевого рельефа, которая представлена Городокской возвышенностью (в восточной части) с абсолютными отметками до 259 м над уровнем моря. Основной категорией рельефа этого района являются грядово-холмистые образования с относительными высотами до 25—30 м. К ним примыкают участки холмистого рельефа, камы. Характерно большое количество ледниковых ложбин, часть которых занята озерами (Кошо, Зароново и др.).

Следующим фрагментом Браславской полосы является участок в районе оз. Нещердо с абсолютными высотами до 220 м, где представлены камовые холмы высотой до 15—20 м, грядово-холмистые краевые формы, глубокие рытвинные ледниковые ложбины с остаточными озерами.

Освейская гряда, представляющая собой крупный камовый массив Браславской полосы, возвышается на 35—40 м над поверхностью одноименного озера. Краевые образования Браславской возвышенности имеют высоту до 210 м. Широкое распространение имеют камовые холмы и массивы, озера подпрудного (Дривяты, Ричи), ложбинного (Оболь, Укля и др.), эрозионного (Волосо Южный) происхождения (Якушко, 1971, 1981). Южнее расположена Витебская полоса краевых образований, наиболее грандиозные формы которой приурочены к западной и восточной частям этой полосы — к Свенцянским грядам и Витебской возвышенности. Для Витебской возвышенности характерна платообразная водораздельная поверхность с абсолютными высотами до 295 м. В западной части развиты холмисто-грядовые массивы с котловинами термокарстовых озер. Свенцянские гряды имеют форму дуги, обращен-

ной выпуклой стороной к югу. Абсолютные высоты достигают почти 230 м, колебания относительных высот до 20—25 м, реже больше. Представлены различной формы краевые гряды и холмы, озово-камовые массивы, разделенные озерными котловинами и ледниковыми рытвинами.

И наконец, по южной границе Поозерья выделяются краевые образования Оршанской полосы. В восточной и центральной частях этой полосы (Лукомльская, Южно-Нарочанская, Свирская, Островецкая и др. гряды и возвышенности) широко развиты напорные краевые образования. Западная часть включает Озерскую дугу, северную окраину Гродненской возвышенности и представлена, в основном, холмистым рельефом с большим количеством камов, термокарстовых западин. Холмы отличаются конусовидными очертаниями, высота их от 5—7 до 10—15 м.

Как показали исследования последних лет (Карабанов, Левков, 1993), в пределах полос краевых ледниковых образований часто отмечаются камоиды — холмы, морфологически сходные с камами, но имеющие другое строение и генезис. Среди них выделяются два типа — скибовый и диапировый. Первый из них представлен изометричными в плане и слабовытянутыми холмами высотой около 10—25 м или несколько более, поперечник таких форм от нескольких десятков до нескольких сотен метров, склоны крутые (15—35°), причем дистальный склон круче проксимального. Камоиды первого типа построены из чешуй и надвинутых друг на друга небольших складок. Второй тип представлен диапировыми складками, выраженными в рельефе в виде холмов с поперечником 0,1—0,5 км, относительной высотой от 10 до 45 м и крутизной склонов до 25—40°.

Полосы краевого рельефа разделяются озерно-ледниковыми, флювиогляциальными и моренными низинами (ниже 150 м) и равнинами (выше 150 м). Озерно-ледниковые низины и равнины широко распространены вдоль долины Зап. Двины и в бассейне Лучосы. Их поверхность наиболее понижена и выположена на западе (абсолютные отметки 130—150 м). Здесь встречаются многочисленные остаточные озера и болотные массивы. Далее к востоку высоты возрастают до 140—155 м, поверхность местами приобретает пологоволнистый характер. Внешнее однообразие озерно-ледниковой низины нарушают камовые холмы высотой 7—8 м (до 15—20 м и более) и диаметром 0,2—0,3 км, озовые гряды высотой 7—10 м (до 30 м), длиной до 6—7 км, шириной до 0,25 км. Характерны также холмисто-дюнные массивы. Отдельные дюны имеют высоту до 15—20 м, длину до 1—2 км. Часто встречаются котловины выдувания, некоторые из них заняты озерами (Черное, Белое, Аксеново).

К краевым частям бывших приледниковых бассейнов приурочены плоские абразионные площадки шириной до 5—7 км с четко выраженным уступом. Иногда в пределах этой поверхности выравнивания сохранились остатки камовых холмов и моренных гряд высотой до 3—5 м (у дд. Головни, Бадино, Качино и др.). Встречаются россыпи валунов, местами попадаются древние береговые валы высотой 1,2—1,5, шириной до 20—30 м и более. Восточнее Витебска озерно-ледниковая равнина тяготеет к отметкам 155—165 м. Поверхность равнины плоская или пологоволнистая. Довольно часто встречаются эоловые холмы, серповидные дюны, образующие гирлянды. Высота их до 15 м, максимальная длина до 0,3—0,4 км.

Примерно на такой же высоте расположена озерно-ледниковая равнина в бассейне р. Лучосы. Рельеф ее плоский или волнистый. Абсолютные высоты составляют 150—160 м. В прибортовых частях развиты эоловые образования. Встречаются также острова основной морены, камовые массивы, рытвинные ложбины. Наиболее крупная из ложбин протягивается в центральной части района с северо-запада на юго-восток на расстояние около 40 км и включает систему озер (Зеленское, Казенное, Серокоротня, Девинское, Ореховское), соединенных протоками, часть долины р. Оболянка. Ширина ложбины достигает 1—2 км, высота ее склонов до 8—10 м. В юго-восточной части района выделяются участки абразионной равнины.

По периферии Полоцкого и Лучосинского приледниковых озер и других водоемов у границы поозерского ледника достаточно широко распространены флювиогляциальные дельты (Карабанов, Левков, 1994). В рельефе они выражены в виде холмов, которые в плане имеют треугольную, каплевидную или фестончатую форму, а иногда сливаются в массивы сложных очертаний. Протяженность таких форм от нескольких десятков метров до 1—2 км, редко более, относительная высота чаще не выходит за пределы 2—10 м. Флювиогляциальные дельты формировались в субаквальных условиях, построены из песчаного или грубообломочного материала с характерной диагональной слоистостью, общей мощностью около 2—7 м. Они выступают в парагенезе с озерно-ледниковыми песчаными и глинистыми отложениями с ленточной текстурой. Кровля дельтовых образований часто рассечена сетью морозобойных клиньев, что свидетельствует о холодных перигляциальных условиях. Об этих условиях свидетельствуют и специфические кольцевые формы — пинго (гидролакколиты, булгунняхи), также расположенные по периферии приледниковых озер. Наиболее крупная из таких форм выявлена в Бешенковичском районе, где представлена кольцевой грядой, окружающей оз. Боровно (Левков, Карабанов, 1990). Гряда имеет очертания овала с длинной осью 2,6 км, короткой 1,8 км и высотой от 3 до 13 м. Многочисленные более мелкие пинго распространены южнее Освейской гряды, в междуречье рр.

84. Зак. 5046.

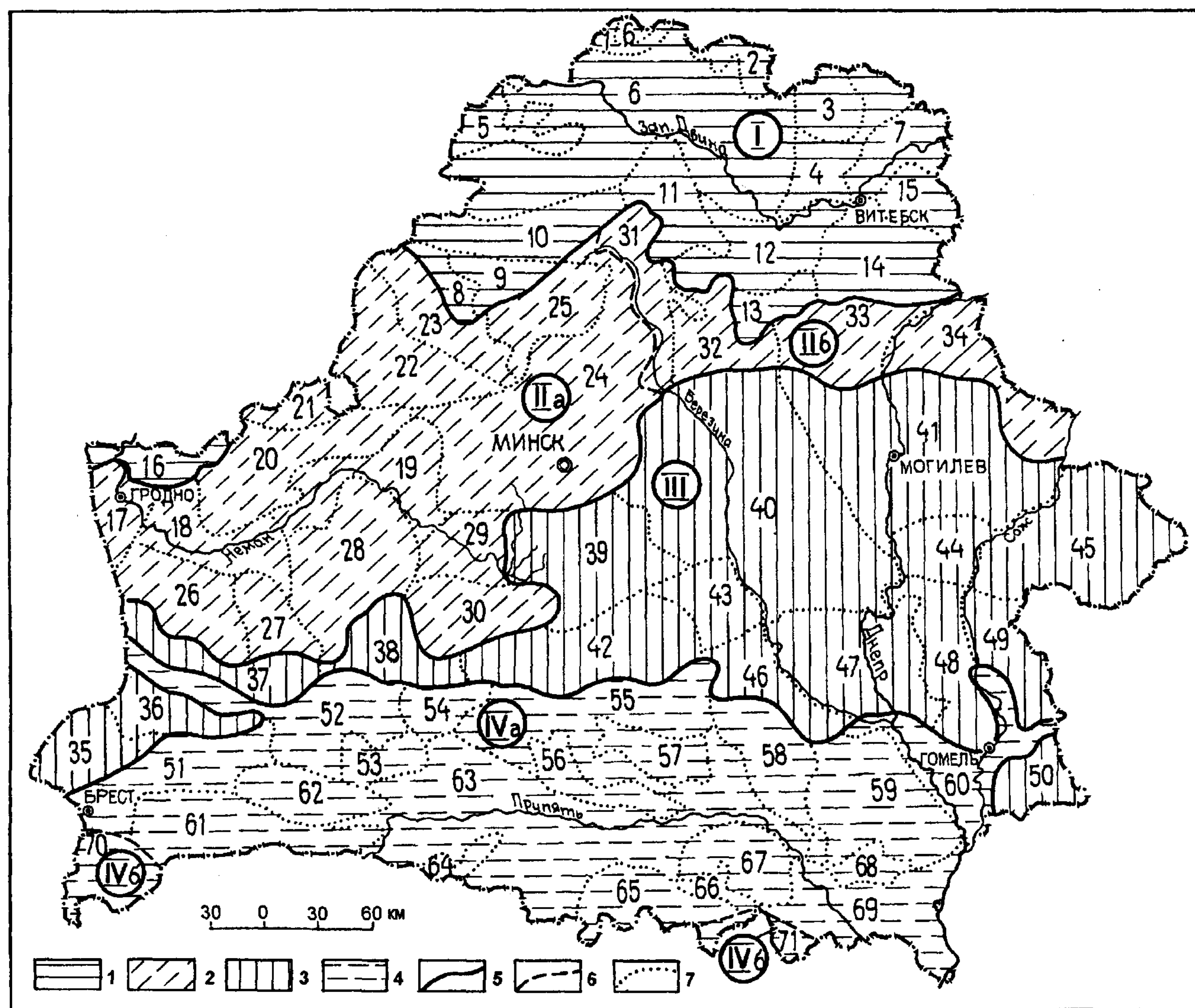


Рис. 12.1. Схема геоморфологического районирования территории Беларуси. Условные обозначения на стр. 659.

Рис. 12.1. Схема геоморфологического районирования территории Беларуси.

I. Область Белорусского Поозерья: 1. Освейская краевая ледниковая гряда с камами; 2. Заборская водно-ледниковая равнина с краевыми ледниковыми образованиями; 3. Городокская краевая ледниковая возвышенность; 4. Шумилинская моренная равнина; 5. Браславская краевая ледниковая возвышенность; 6. Полоцкая озерно-ледниковая низина; 7. Суражская озерно-ледниковая равнина; 8. Свирская краевая ледниковая гряда; 9. Нарочанская водно-ледниковая равнина с краевыми ледниковыми образованиями; 10. Свенцянские краевые ледниковые гряды; 11. Ушачская краевая ледниковая возвышенность; 12. Чашникская водно-ледниковая низина; 13. Сенненская моренная равнина с краевыми ледниковыми образованиями; 14. Лучосская озерно-ледниковая равнина; 15. Витебская краевая ледниковая возвышенность; 16. Озерская водно-ледниковая низина.

II. Область Центрально-Белорусских краевых ледниковых возвышенностей и гряд. ***IIa. Западно-Белорусская подобласть:*** 17. Гродненская краевая ледниковая возвышенность; 18. Скидельская озерно-ледниковая низина; 19. Любчанская водно-ледниковая низина; 20. Лидская моренная равнина; 21. Вороновская водно-ледниковая равнина с краевыми ледниковыми образованиями; 22. Ошмянские краевые ледниковые гряды; 23. Вилейская моренно-водно-ледниковая низина; 24. Минская краевая ледниковая возвышенность; 25. Кривичская моренная равнина с краевыми ледниковыми образованиями; 26. Волковысская краевая ледниковая возвышенность; 27. Слонимская краевая ледниковая возвышенность; 28. Новогрудская краевая ледниковая возвышенность; 29. Столбцовская моренная равнина; 30. Копыльские краевые ледниковые гряды. ***IIб. Восточно-Белорусская подобласть:*** *31.* Верхне-Березинская водно-ледниковая равнина; 32. Лукомльская краевая ледниковая возвышенность; 33. Оршанская краевая ледниковая возвышенность; 34. Горецкая моренная равнина с краевыми ледниковыми образованиями.

III. Область равнин и низин Предполесья: *35.* Высоковская водно-ледниково-моренная равнина; 36. Пружанская моренно-водно-ледниковая равнина; 37. Коссовская водно-ледниковая равнина; *38.* Барановичская водно-ледниковая равнина; 39. Пуховичская водно-ледниковая равнина; 40. Центрально-Березинская водно-ледниковая равнина; 41: Могилевская водно-ледниково-моренная равнина; 42. Солигорская моренно-водно-ледниковая равнина с краевыми ледниковыми образованиями; 43. Бобруйская водно-ледниковая равнина с краевыми ледниковыми образованиями; 44. Славгородская водно-ледниково-моренная равнина с краевыми ледниковыми образованиями; 45. Костюковичская моренно-водно-ледниковая равнина с краевыми ледниковыми образованиями; 46. Светлогорская моренно-водно-ледниковая низина; 47. Стрешинская водно-ледниковая низина; 48. Чечерская моренно-водно-ледниковая равнина; 49. Светиловичская водно-ледниковая равнина с краевыми ледниковыми образованиями; 50. Тереховская водно-ледниковая равнина.

IV. Область Полесской низменности. ***IVa. Подобласть Белорусского Полесья:*** 51. Брестская водно-ледниковая низина; 52. Наревско-Ясельдинская озерно-аллювиальная низина; 53. Логишинская водно-ледниковая равнина с краевыми ледниковыми образованиями; 54. Люсиновская водно-ледниковая равнина; 55. Случско-Оресская озерно-аллювиальная низина; 56. Житковичская водно-ледниковая низина; 57. Ветчинская водно-ледниковая низина с краевыми ледниковыми образованиями; 58. Озаричская моренно-водно-ледниковая низина; 59. Василевичская водно-ледниковая и озерно-аллювиальная низина; 60. Речицкая аллювиальная низина; 61. Верхне-Припятская озерно-аллювиальная низина; 62. Краевые ледниковые образования и водно-ледниковая равнина Загородья; 63. Лунинецкая аллювиальная низина; 64. Столинская водно-ледниковая равнина; 65. Лельчицкая водно-ледниковая равнина; 66. Уборть-Словечненская озерно-аллювиальная низина; 67. Мозырская краевая ледниковая возвышенность с прилегающей к ней водно-ледниковой равниной; 68. Хойникская водно-ледниковая низина с краевыми ледниковыми образованиями; 69. Комаринская аллювиальная низина. ***IVб. Подобласть Украинского Полесья:*** 70. Малоритская водно-ледниковая равнина; 71. Глушкевичский, Александровский и Зосинецкий участки водно-ледниковых равнин Житомирского Полесья.

1 — Белорусское Поозерье, 2 — Центрально-Белорусские краевые ледниковые возвышенности и гряды, 3 — равнины и низины Предполесья, 4 — Полесская низменность, 5 — границы геоморфологических областей, 6 — границы геоморфологических подобластей, 7 — границы геоморфологических районов.

Дрисса и Свольна, а также в бассейне р. Оболь (Павловская, 1994). Здесь котловины термокарстового происхождения окружены чаще разорванными кольцевыми валами диаметром от нескольких десятков до сотен метров и имеют относительную высоту 3—7 м, изредка до 10 м. В отложениях, строящих пинго, первоначальная слоистость деформирована. Выявлены как элементарные, так и наложенные друг на друга формы.

Повсеместно на территории Поозерья встречаются флювиогляциальные равнины, в целом располагаясь несколько выше озерно-ледниковых равнин и низин. Наибольшие их площади распространены восточнее Городокской возвышенности, между Лепелем, Ушачами и Глубоким, у оз. Нарочь, севернее Гродненской возвышенности. Обычно флювиогляциальные равнины имеют пологоволнистую поверхность с колебаниями относительных высот 3—5 м. Нередко они интенсивно заболочены. Абсолютные отметки варьируют чаще в интервале 150—180 м. Флювиогляциальные равнины осложнены камовыми холмами и озовыми грядами, ледниковыми ложбинами, прослеживающимися на расстоянии до десяти и более километров при ширине до 1 км и глубине до 30—35 м, многочисленными термокарстовыми западинами диаметром до 150 м и глубиной до 1—2 м и эоловыми грядами, имеющими высоту до 7—8 м и длину до 5 км. Встречаются также кучевые пески — беспорядочно разбросанные холмы высотой 3—7 м с крутизной склонов до 5—7°.

Выше флювиогляциальных равнин расположены моренные равнины. Они протягиваются довольно широкой полосой от Городка на Шумилино, Бешенковичи и затем в широтном направлении простираются до Постав. Встречаются моренные равнины и в других районах Поозерья, но площади их невелики. Поверхность этих равнин имеет абсолютные высоты до 150—200 м. Для них характерен пологоволнистый или мелкохолмистый облик с колебаниями высот до 5—7 м. Встречается много термокарстовых западин глубиной до 2 м и диаметром до 200 м. У д. Горки Шумилинского р-на на поверхности моренной равнины залегает самый крупный из известных ледниковых валунов — утюгообразная глыба темно-коричневого крупнозернистого гранита рапакиви длиной 11 м, шириной 5,6 м и высотой 2,8 м. Это памятник природы республиканского значения ("Вялікі камень"). В пределах моренных равнин встречаются заболоченные и заторфованные понижения, связанные с неравномерностью аккумуляции моренного материала. Значительную роль играют также ложбины, которые можно подразделить на стоковые и рытвинные. Ложбины стока ледниковых вод отличаются пологими склонами, широкими (до 1 км), плоскими днищами. Подледниковые рытвинные ложбины имеют большую глубину (до 20—30 м и более), значительную ширину (до 2—3 км), с ними связана система озер, к бортам приурочены озы и камы. Примером таких ложбин является Лесковичская в Шумилинском р-не, протягивающаяся от одноименного озера в меридиональном направлении примерно на 15 км. Система озов, сопровождающая эту ложбину, имеет общую длину около 12 км. Высота озовых гряд 5—12 м, ширина их у основания 150—250 м, склоны крутые (до 25—30°). Сходные образования отмечаются и в пределах Ушачской возвышенности.

Своеобразную группу форм рельефа, установленных в последние годы преимущественно в Белорусском Поозерье и имеющих тектоноледниковое происхождение, представляют собой мосары (Левков, Карабанов, 1992, 1994). Их возникновение предопределено активизацией разломных зон древнего заложения под воздействием ледниковой нагрузки. Это проявлялось в образовании над разрывными нарушениями протяженных трещин в мертвом льду, в которые нагнетался материал субстрата, а также шла аккумуляция водно-ледникового материала. В результате появились линейно ориентированные системы гряд и холмов, выступающих в комплексе с озерами. Общая протяженность таких систем достигает десятков километров при ширине сотни метров.

Особенно отчетливо гряды такого генезиса проявляются восточнее г. Чашники в составе Жеринского линеамента, вытянутого субмеридионально между устьем р. Улла и оз. Черейское на отрезке не менее 60 км. Ширина полосы этого рельефа здесь изменяется от 0,2 до 1,0 км, составляя в среднем 0,5 км. Обычно в ее структуре осевое положение занимает система озоподобных гряд, оконтуренных с обеих сторон ложбинами, которые наследуются озерами, речными долинами, ручьями. Относительная высота гряд составляет от нескольких до 35 м (среднее 10—12 м). Эти формы преимущественно сложены озерно-ледниковым материалом.

В пределах Ушачской возвышенности, Свирской гряды и Чашникской низины мосары представлены озоподобными грядами, целиком сложенными моренным и другим материалом, выдавленным в ледниковую трещину. По простиранию такие формы нередко замещаются настоящими озами, сложенными песчаным и грубообломочным материалом. Общая протяженность подобного рельефа между дд. Мосар и Горы Ушачского р-на составляет 18 км. Ширина гряд изменяется от 50 до 600 м, их относительная высота достигает 25—40 м. Склоны гряд около 15—35°. Часто эти формы образуют перешейки между озерными водоемами и заболоченными понижениями (оз. Туроссы, Кривое, Отолово и др.), обваловывают озерные котловины (Сорочанская и Ушачская группы озер). Иногда тектоноледниковые формы имеют не только линейный, но и решетчатый рисунок с поперечником ячеек около 2—6 км (Ушачская система).

Среди моренных равнин довольно часто встречаются камы, имеющие диаметр до 300 м и высоту до 10—15 м. Особенно много этих форм в районе Постав, севернее Глубокого, у Городка. Своеобразный рельеф имеет моренная равнина к северу от Витебских краевых образований. Она здесь частично перекрыта маломощным чехлом лессовидных пород, местами приобретает мелкохолмистый характер, расчленена ложбинами и многочисленными термокарстовыми западинами.

Из других форм рельефа, встречающихся на территории Белорусского Поозерья, следует отметить заболоченные плоские озерно-аллювиальные низины (южнее и восточнее оз. Нарочь и др.) и овражно-балочные системы по склонам речных долин. На отдельных территориях заметную роль играет техногенный рельеф, наибольшие площади которого тяготеют к районам Витебска, Полоцка, Новополоцка, Гродно, северо-восточнее Орши и др.

Центрально-Белорусские возвышенности и гряды

Область Центрально-Белорусских возвышенностей и гряд характеризуется развитием наиболее мощных краевых ледниковых образований сожского возраста. Преобладает грядово-холмистый, грядово-увалистый рельеф с выположенными вершинами и глубоким расчленением за счет врезания рек и овражно-балочных систем. Часто встречаются лессовидные отложения, с которыми связано широкое распространение оврагов и балок, суффозионных западин. Реки имеют выработанные долины, но встречаются также узкие и глубокие, с каменистым дном и порогами. Абсолютные высоты довольно часто достигают 200—250 м и выше. Здесь находятся максимальные для Беларуси абсолютные высоты 342—345 м (гг. Лысая, Дзержинская).

Область по строению рельефа подразделяется на две подобласти с границей примерно по долине Березины. Для западной подобласти характерны большие абсолютные и относительные высоты, разнообразие ледниковых форм, многочисленные гляциодислокации. В восточной части рельеф приобретает платообразный характер, снижаются абсолютные отметки и уменьшается горизонтальная и вертикальная расчлененность.

Гидросеть относится к бассейнам Балтийского и Черного морей. Реки Балтийского бассейна представлены притоками Немана и Вилии (Уса, Березина, Котра, Уша, Сервечь, Молчадь, Щара, Зельвянка, Россь и др.). Ширина речных долин, в основном, до 1—1,5 км, в низовьях до 3—5 км. В долинах рек выделяются пойма, часто заболоченная, и до двух надпойменных террас, которые особенно хорошо выражены в низовьях. Реки врезаны до 70—80 м. Борта их долин нередко расчленены оврагами. Некоторые водотоки имеют канализированные русла. На р. Вилия построено крупнейшее в Беларуси Вилейское водохранилище площадью 64,6 км^2. Длина водохранилища 27 км, наибольшая ширина 3 км, глубина до 13 м, средняя 3,7 м.

Реки Черноморского бассейна представлены притоками Припяти, Березины и Днепра. Среди них следует отметить р. Свислочь — приток Березины, на ней построен каскад водохранилищ: Заславское (27,0 км^2), Осиповичское (11,9), Дрозды (2,1), Чижовское (1,63), Криница (0,96), Комсомольское озеро (0,4 км^2). Часть реки канализирована. Сравнительно крупными водотоками являются реки Птичь (сооружено Волчковичское водохранилище площадью 0,8 км^2), Гайна, Бобр, Друть, Проня. Ширина долин достигает 1—2 км, врез чаще всего не превышает 20—30 м. В долинах выделяются заболоченная пойма и локально одна надпойменная терраса. Более мелкие реки области, как правило, имеют ширину не более 1 км, в их долинах выражена только заболоченная пойма.

Озер на территории области мало и все они значительно уступают по размерам водоемам северной Беларуси. Однако некоторые озера получили широкую известность. К таким водоемам можно отнести, в первую очередь, озера Свитязь и Палик.

Оз. Свитязь расположено на Новогрудской возвышенности. Его площадь 2,24 км^2, длина 1,7 км, ширина 1,6 км, наибольшая глубина 15 м. К долине Березины приурочено оз. Палик, которое занимает площадь 7,68 км^2, его длина 6,2 км, ширина до 3 км, глубина не более 2,1 м (средняя 1,2 м).

Наибольшие абсолютные высоты области связаны с краевыми ледниковыми образованиями. В северной части расположены гряды и холмы Бегомльской и Ошмянской цепей. Эти краевые образования отличаются тем, что входящие в их состав комплексы рельефа разобщены значительными по площади равнинными территориями. Восточные фрагменты краевого рельефа наиболее отчетливо выражены у гг. Горки, Крупки, где представлены отдельными участками холмистого рельефа с высотами до 220 м и несколько выше. Центральный участок охватывает северную часть Минской возвышенности и Ошмянские гряды с отметками до 300 м и более. Для этого участка характерно чередование четко выраженных гряд и пологих увалов с многочисленными гляциодислокациями, глубоких ложбин стока, камовых холмов. Западнее, на территории Лидской и Вороновской равнин площади грядово-холмистого рельефа сокращаются, снижаются до 200—220 м максимальные абсолютные высоты. Здесь нередко встречаются увалоподобные формы, а также камы и озы.

Южнее перечисленных выше краевых образований расположены крупные возвышенности и гряды, которые являются составными частями Минской, Новогрудской и Копыльской цепей. В их состав входит южная часть Минской возвышенности с максимальны-

ми для Беларуси высотами (до 346 м) в пределах Ивенецко-Минского массива, к которому примыкает серия гряд с общей дугообразной формой. Из других возвышенностей следует отметить Гродненскую, Новогрудскую, Слонимскую, Волковысскую, а также Копыльские гряды.

Гродненская возвышенность является водораздельным образованием, основные черты рельефа которого сформировались в сожское время на западном фланге неманского ледникового потока. Максимальные абсолютные отметки достигают 247 м. Формы краевого рельефа группируются в три сложно построенные цепи. Преобладает грядово-холмистый и холмисто-увалистый рельеф с колебаниями относительных высот соответственно до 20—30 и 10—15 м. Довольно часто встречаются камовые массивы. Среди краевых форм много напорных образований.

Волковысская возвышенность имеет максимальные высоты до 256 м. Вблизи речных долин чаще всего развиты грядово-холмистые, увалисто-холмистые или крупнохолмистые формы, которые, сливаясь основаниями, могут образовывать крупные гряды, имеющие форму дуг. На удалении от речных долин и на водоразделах преобладает среднехолмистый и среднеувалистый рельеф с колебанием высот до 5—10 м. Здесь встречаются и пологоволнистые поверхности.

Слонимская возвышенность в целом несколько ниже Волковысской, максимальные высоты здесь только немного превосходят 200 м (до 229 м). При этом на водораздельных участках нередко встречаются платообразные поверхности, которые окаймляются более пересеченным грядово-холмистым, холмисто-увалистым и крупнохолмистым рельефом.

Новогрудская возвышенность является типичным примером ледораздельной зоны, которая возникла между Неманским и Вилийским потоками ледникового покрова сожского времени. В центральной платообразной части отметки достигают 323 м, а по периферии развит более низкий холмисто-увалистый рельеф. Значительная часть возвышенности покрыта лессовидными отложениями, что благоприятствует развитию густой сети оврагов, балок, имеющих длину до 3—5 км и глубину до 45 м.

Копыльские гряды достигают отметок 243 м. В их центральной и северо-западной частях, у г. Несвижа развит грядово-холмистый рельеф с колебаниями относительных высот до 20, реже до 30 м и более. На остальной территории преобладает среднехолмистый и среднеувалистый рельеф с амплитудами высот до 10—15 м.

Почти для всех краевых возвышенностей области характерно широкое развитие гляциодислокаций, отторженцев меловых и других пород. Особенно грандиозные гляциодислокации выражены в пределах Гродненской, Волковысской и Минской возвышенностей. Другая характерная особенность возвышенного рельефа — повсеместное распространение карьеров, которые достигают по площади 200 га и более и проникли в земные недра на глубину до 30 м и глубже. В ряде таких карьеров (в районе г.п. Красносельский, Россь и др.) созданы искусственные водоемы.

Довольно значительные площади занимают моренные равнины. Особенно крупные их участки тяготеют к районам Волковыска, Лиды, Кривичей, Столбцов и Горок. Абсолютные отметки поверхности моренных равнин колеблются от 145 до 170—190 м. Рельеф преимущественно пологоволнистый, иногда мелкохолмистый и мелкоувалистый. Повсеместно встречаются термокарстовые западины (в некоторых из них сохранились зарастающие озера), ложбины стока талых вод, врезанные в верховьях на 3—5, в низовьях — до 20 м. Длина ложбин может достигать 20—30 км и местами они наследуются небольшими реками.

На моренной равнине часто попадаются камы размером в поперечнике от 70—100 до 700 м и высотой 10—12 м, реже более. Иногда представлены холмы диаметром около 20 м. Попадаются изредка и озы длиной до 6 км, высотой до 10—12 м, шириной 200—250 м.

Относительная выположенность моренной равнины нередко нарушается отдельными краевыми грядами длиной до 2,5 км при ширине до 1 км и высоте 10—12 м. И наконец, следует отметить, что на моренной равнине в восточной части Беларуси нередко залегает покров лессовидных отложений, что обусловило широкое развитие оврагов, балок, рытвин, промоин, врезанных на глубину до 8—20 м, а по склонам речных долин до 20—30 м. Отдельные балки протягиваются на 2—3 км, имеют террасированные склоны. Отмечается большое количество суффозионных западин. Наиболее крупные из них достигают 100—200 м в диаметре и имеют глубину 2—3 м, иногда несколько больше.

Ниже моренной равнины также почти повсеместно расположены участки флювиогляциальных поверхностей. Наибольшие площади флювиогляциальных равнин расположены вдоль долин Немана и Березины, у г.п. Вороново и г. Вилейка. Поверхность этих равнин обычно пологоволнистая с колебанием относительных высот до 3—5 м. Абсолютные отметки чаще варьируют в интервале от 135 до 170 м. На отдельных участках сохранились плоские, заболоченные и зарастающие озерные котловины. Поверхность флювиогляциальных равнин довольно часто переработана ветром, за счет деятельности которого возникли дюны, гряды и холмы, возвышающиеся на 5—8 м.

Характерным элементом рельефа флювиогляциальных равнин служат ложбины стока, местами сильно заболоченные. Часть из этих ложбин унаследована реками (Уша, Сервечь и др.). Длина ложбин достигает 25—30 км, ширина 2—3 км.

Самый низкий гипсометрический уровень в пределах области занимают озерно-ледниковые и озерно-аллювиальные низины и равнины. Озерно-ледниковые поверхности, в основном, сильно заболоченные, встречаются почти повсеместно, но площади их, как правило, невелики. И только вдоль долины Немана на отдельных участках они играют главенствующую роль в рельефе, например, в пределах Скидельской озерно-ледниковой низины, поверхность которой имеет абсолютную высоту 115—140 м. Довольно часто встречаются озерные котловины диаметром до 2—3 км. Поверхность вдоль Немана, Котры, Росси, Зельвянки и Щары расчленяется оврагами и балками. Длина их доходит до 1,5 км, глубина до 12 м. Из других форм рельефа на озерно-ледниковой низине необходимо отметить эоловые бугры, гряды и дюны. Длина гряд и дюн достигает 1—2 км, высота от 5—7 до 10—15 м, реже больше. На значительных площадях поверхность озерно-ледниковой низины перекрыта торфяниками мощностью 0,5—6,7 м.

Озерно-аллювиальные низины и равнины имеют наибольшую площадь вдоль долины Березины (Днепровской), при слиянии Немана и Зап. Березины. Абсолютные отметки здесь варьируют от 135 до 170 м. Озерно-аллювиальная поверхность обычно плоская. На ней встречаются озерные котловины. В некоторых из них до сих пор сохранились остаточные озера. Характерны также обширные болотные массивы с мощностью торфа до 7 м и эоловые холмы и гряды высотой до 7—8 м и длиной до 0,5 км при ширине 0,1—0,2 км.

Равнины и низины Предполесья

Геоморфологическая область Предполесья образует переходную орографическую ступень между возвышенностями центральной части Беларуси и Полесской низменностью. Для этой области характерно широкое распространение зандровых (флювиогляциальных) равнин, окаймляющих с юга пояс возвышенностей и гряд. Специфической чертой является также широкое развитие денудированных краевых ледниковых образований, особенно в западной части, и лессовидных отложений на востоке. Чаще, чем в других частях Беларуси, встречаются суффозионные и карстовые формы. Озер мало. Речные долины выработанные, широкие и асимметричные. Абсолютные отметки варьируют преимущественно в интервале 160—190 м, хотя в пределах краевых гряд и холмов могут достигать 200 м и более.

Территория Предполесья дренируется густой сетью рек, относящихся к бассейнам Припяти, Березины, Днепра и Сожа, в меньшей степени Зап. Буга и Немана. При этом реки, несущие свои воды в сторону Балтийского моря (притоки Зап. Буга и Немана), и водотоки, относящиеся к бассейну Черного моря, имеют несколько отличающиеся долины. Для рек Балтийского бассейна (рр. Лесная, Мухавец, Щара, Зельвянка и др.) на территории Предполесья характерны, в основном, сильно заболоченные поймы, фрагментарно встречается одна надпойменная терраса. Ширина долин обычно до 1—2 км и только иногда до 3 км. Реки врезаны сравнительно неглубоко — 10—15 м (до 30 м). Борта некоторых долин (Щары, Свислочи и др.) расчленены оврагами и балками. Многие реки (Мухавец, Лесная и др.) частично или полностью канализированы.

Реки бассейна Черного моря (Птичь, Свислочь, Случь, Ипуть, Беседь и др.) отличаются более крупными размерами. Ширина их долин нередко достигает 3—5 км, а совместная долина Беседи и Сожа — 10, Ипути и Сожа — даже 20 км. Глубина вреза рек составляет 10—20 м, в бассейне Друти и Прони она возрастает до 40—60 м. В долинах мелких рек выражены, в основном, заболоченные поймы, у более крупных водотоков встречаются первые, а в низовьях — и вторые надпойменные террасы. Склоны рек нередко расчленены оврагами и балками длиной от десятков метров до нескольких километров и глубиной вреза 5—10 м (иногда до 20 м). Многие реки канализированы (Тремля, Неславка, Виша, Ипуть, Лань и др.). К речным долинам обычно приурочены минимальные отметки земной поверхности — 125—150 м.

Наибольшие же высоты связаны с краевыми ледниковыми возвышенностями и грядами. На территории Предполесья расположены восточные части Копыльской, Минской и Новогрудской цепей краевого рельефа, которые в пределах Центрально-Березинской равнины сливаются в единую полосу. Краевые комплексы распространены на небольших площадях. Абсолютные отметки поверхности достигают 200—225 м. Нередко краевые образования приобретают вид увалов с колебанием относительных высот до 10—15 м. Вдоль южной границы Предполесья выделяются еще две цепи краевого рельефа (Бобруйская и Славгородская), которые представлены отдельными грядами или небольшими массивами с широким развитием гляциодислокаций, отторженцев коренных пород. Восточное окончание (на территории Беларуси) этих полос образуют камовые холмы, озовые гряды, небольшой вытянутый в меридиональном направлении среднеувалистый массив. Западнее расположена Славгородская краевая гряда. Ее главная напорная зона характеризуется присутствием значительного количества отторженцев. При этом в пределах распространения краевых образований отмечаются холмы и короткие грядки, почти целиком сложенные материалом крупных ледниковых отторженцев, которые залегают на небольшой глубине. Обычно такие формы ("шеломы") имеют протяженность до нескольких сотен метров, относительную высоту до 10—15 м. В их ядре чаще всего залегают девонские сильнотрещиноватые

доломиты и известняки, реже глины и пески (карьеры у дд. Шеломы, Кульшичи и др.). Во многих случаях такие вторичные блоки коренных пород не перекрыты мореной и непосредственно выходят на поверхность. Южнее располагаются гряды водно-ледниковой аккумуляции, которые сменяются выровненной поверхностью с большим количеством термокарстовых западин.

Полосы краевых образований западнее Славгородской зоны представлены грядами и холмами у г. Бобруйска, в междуречье Птичи и Случи. Отдельные фрагменты выявлены также у Ивацевичей, Ганцевичей, Березы. Краевые образования возвышаются на 30—40 м над прилегающими с юга равнинами Полесья и достигают абсолютных отметок 170—200 м и реже 210—220 м. Довольно часто максимальные отметки территории связаны не только с краевыми ледниковыми образованиями, но и с находящимися среди них камами и озами. Например, крупные озы выявлены северо-восточнее г. Высокое (длина около 3,5 км), в районе Славгорода (около 8 км). Характерный район распространения озово-камового рельефа установлен также восточнее Солигорска, где камы достигают в диаметре 1 км и высотой 5—10 м.

Ниже краевых ледниковых образований расположены участки моренных равнин. Абсолютная высота их поверхности чаще всего приурочена к интервалу 160—200 м. Рельеф этих поверхностей преимущественно пологоволнистый с колебанием относительных высот до 2—3 м, иногда мелкохолмистый и тогда перепады высот возрастают до 5—7 м. Вблизи речных долин моренная равнина нередко приобретает мелкоувалистый облик с колебанием высот до 5—10 м. Встречаются на моренной равнине отдельные гряды краевых ледниковых образований и камы. В восточной части области моренная поверхность может быть перекрыта лессовидными отложениями, на которых развиваются суффозионные западины и овражно-балочная сеть. Овраги и балки, расчленяющие моренную поверхность, выявлены также на крайнем западе, в бассейне Березины, Днепра, Сожа. Длина таких форм обычно измеряется сотнями метров, но иногда возрастает до 2—3 км при глубине до 10—15 м.

Из других отрицательных форм на моренных равнинах повсеместно попадаются термокарстовые западины диаметром от нескольких десятков метров до 1 км. В некоторых из них ранее существовали озера. Широко представлены на моренной поверхности ложбины стока талых вод. Глубина их до 12—15 м, а протяженность до 10—12 км. На востоке области местами моренные отложения подстилаются мелом. На этих участках распространены карстовые формы диаметром 50—70 м (до 200 м) и глубиной 2—5 м (в бассейнах рр. Турья, Удога, в районе Славгорода). Наиболее пониженные участки моренных равнин интенсивно заболочены.

Несколько ниже моренной равнины повсеместно встречаются участки флювиогляциальных, или зандровых равнин, которые на территории Предполесья являются преобладающей категорией рельефа. Их пологоволнистая поверхность имеет абсолютные высоты 140—180 м, часто сильно заболочена. На равнинах встречаются отдельные гряды краевого рельефа длиной до 1 км и высотой до 5—7 м, попадаются также камы высотой до 5—10 м, озы длиной до 4 км и высотой до 5—7 м. Однако чаще всего положительные формы рельефа образованы эоловыми процессами. При этом длина эоловых гряд и дюн измеряется 1—1,5 км, диаметр — десятками метров, а высота их обычно не превышает 10 м. Своеобразный эоловый рельеф на поверхности водно-ледниковой равнины сформировался в Березинско-Птичском междуречье, к западу от станции Мошны. Здесь представлен кольцевой массив диаметром в основании около 5 км. Над прилегающей водно-ледниковой низиной массив возвышается на 25 м. Генезис этого образования так же, как и аналогичного Белёвского (на территории Полесья), пока остается в значительной степени дискуссионным, но авторы склоняются к точке зрения о ведущей роли в их формировании тектонического и эолового факторов.

В восточной части водно-ледниковые отложения перекрыты лессовидными. В связи с этим здесь широкое распространение получили суффозионные западины. Их преобладающие размеры в поперечнике 30—50 м, единично до 300—350, глубина до 2,5 м. На площадях развития лессовидных образований часто формируются овражно-балочные системы. Овраги и балки встречаются также вдоль Птичи, Березины, Беседи, Сожа, Свислочи, Днепра, Бобра и др. Их глубина достигает 5—15 м, а длина измеряется сотнями метров, реже до 1—2 км.

Повсеместно попадаются термокарстовые западины и ложбины стока. Последние могут приобретать довольно крупные размеры — длина 10—14 км (до 30) при ширине 2—3 км и глубине вреза до 10—15 м. В ложбинах иногда отмечаются озеровидные расширения до 4—5 км. Днища ложбин, как правило, заторфованы. Многие ложбины унаследованы частично или полностью реками.

Ниже флювиогляциальных равнин и низин повсеместно встречаются плоские, пологоволнистые, сильно заболоченные озерно-аллювиальные поверхности. Их абсолютная высота варьирует в интервале 130—160 м. Среди этих поверхностей довольно много остаточных зарастающих озер (Сергеевское, Домашевское, Судобле и др.). Вокруг озер нередко четко вырисовываются контуры прежних значительно более крупных водоемов диаметром до 5 км. В пределах озерно-аллювиальных поверхностей иногда отмечаются эоловые гряды и холмы высотой до 5 м.

В последние десятилетия в связи с интенсивной хозяйственной деятельностью происходят значительные изменения земной поверхности, особенно в местах развития горно-добывающей промышленности. В частности, в Солигорском р-не вокруг калийных комбинатов сформировался типичный техногенный бедленд, представленный солеотвалами высотой до 100 м и более, шламохранилищами, дамбами, карьерами, насыпями дорог и др. Над горными выработками формируются просадки глубиной до 3—5 м. Довольно крупные карьеры по добыче мела, песчано-гравийного материала сооружены в районе Кричева, Климовичей, Каменца и др.

Полесская низменность

Своеобразие рельефа Полесской низменности определяется широким развитием сильно заболоченных аллювиальных, озерных, озерно-аллювиальных и водно-ледниковых равнин с разнообразными формами эоловой аккумуляции. По особенностям тектонического строения, выраженным в рельефе, область распадается на две подобласти: Белорусское и Украинское Полесья. Белорусское Полесье сформировалось на территории с относительно глубоким залеганием кристаллических пород. Равнины Украинского Полесья, заходящие на территорию Беларуси несколькими небольшими по площади фрагментами, характеризуются более высоким залеганием кристаллических пород, сокращением мощности плейстоценового чехла, ростом абсолютных отметок и преобладанием водно-ледниковых равнин.

На территории Белорусского Полесья повышенные участки краевых ледниковых образований, моренных и водно-ледниковых равнин, за исключением Мозырской возвышенности и Загородья, имеют ограниченное распространение. Речные долины широкие, значительных размеров достигают поймы.

Преобладающие абсолютные отметки земной поверхности изменяются в пределах 120—160 м, на участках распространения краевых ледниковых образований — 170—185, а в районе Мозырской возвышенности превышают 200 м. Каркас рельефа, его волнистость были созданы ледником в днепровское время, в оформлении северного борта низменности принимали участие также ледниковые процессы сожского времени, а южного — тектонические движения.

Территория Полесской низменности дренируется преимущественно реками бассейна Припяти и в меньшей мере притоками Сожа, Днепра и Буга. Из наиболее крупных притоков основных водных артерий следует назвать Мухавец, Пину, Ясельду, Лань, Случь, Птичь, Стырь, Горынь, Уборть. Ширина речных долин составляет 1—2 км, только у Ясельды и Птичи она возрастает до 4, Уборти до 7, Горыни местами до 15—20 км. Чаще всего в долинах рек выражены сильно заболоченные пойма и первая надпойменная терраса; у Горыни, Уборти и фрагментами у других рек — две надпойменные террасы. Глубина вреза рек обычно не превышает 10—15 м, изредка возрастая до 20 м и более.

Общий пониженный характер территории создал предпосылки для строительства каналов, соединяющих соседние водные бассейны (Днепровско-Бугский, Огинский, Осовецкий, Домановичский, Людвиковский и др.). В связи с развитием осушительных мелиоративных работ многие реки оказались полностью или частично канализированными — Верхняя, Нижняя и Средняя Брагинки, Бобрик, Желонь, Иппа, Лань, Малорита, Мухавец и др.

Водоемы представлены озерами, водохранилищами и прудами. Общая озерность края не превышает 1—2 %. Преобладают мелководные водоемы глубиной до 4,6 м, реже встречаются глубокие озера (до 33,5 м) с котловинами карстового генезиса (Вулька, Сомино и др.). Площади водоемов, в основном, варьируют в интервале 0,5—43,6 км^2. На территории Полесской низменности создано несколько водохранилищ (Любанское, Солигорское и др.), ведется интенсивное строительство рыбных и других прудов.

Максимальные абсолютные отметки приурочены к краевым ледниковым образованиям, которые не группируются в четко различающиеся цепи. Среди возвышенностей и гряд по размерам заметно выделяются Мозырская возвышенность и Загородье. В пределах Мозырской возвышенности абсолютные отметки земной поверхности достигают максимальных для Полесья значений — 220,7 м (в районе д. Булавки). Краевые формы образуют две цепи, каждая из которых состоит из нескольких комплексов мелких гряд длиной от 500—1000 до 2000—3000 м при ширине около 300 м. Характерная особенность Мозырской возвышенности — интенсивное расчленение овражно-балочной сетью, плотность которой составляет 20—30 шт/км^2. Самые крупные балки имеют длину до 3 км и глубину вреза до 70 м. Они приурочены к площадям распространения лессовидных пород.

Для краевых ледниковых образований Загородья характерен грядовый рельеф. Гряды вытянуты, в основном, с северо-запада на юго-восток. Вершины их плоские, склоны пологие. Преобладающая относительная высота 10—15 м, абсолютные отметки поверхности колеблются от 140 м на окраинных частях до 175 м во внутренних районах. В пределах Загородья выделяются две зоны гляциодислокаций (кремненская и оховская).

Кроме описанных краевых комплексов, выделяются отдельные фрагменты краевого рельефа вдоль южной границы Беларуси, главным образом, в пределах Столинской и Малоритской водно-ледниковых рав-

нин. В районе Столина представлены платообразные возвышенные участки и пологие грядообразные формы, абсолютная высота которых превосходит 155 м (до 168 м). Общее превышение 10—12 м, колебание относительных высот в пределах вершинных поверхностей 2—3 м. Вблизи Малориты выделяется полоса мелкохолмисто-грядового, реже крупнохолмистого рельефа с гляциодислокациями.

Ниже краевых ледниковых образований располагаются пологоволнистые моренные равнины, только, в отличие от остальной Беларуси, в Полесье эти равнины встречаются на ограниченных площадях (у Малориты, Лельчиц, в междуречье Птичи и Березины и др.). Абсолютные отметки обычно не превышают 150—160 м. Поверхность иногда расчленена системами линейно вытянутых заболоченных понижений.

Повсеместно на территории Полесья распространены водно-ледниковые низины и равнины, часто заболоченные. Они занимают ярус высот в интервале 125—160 м, отличаются плоским или пологоволнистым рельефом с колебанием высот до 2—3 м. На ряде междуречий флювиогляциальные поверхности расчленены густой сетью долинных и котловинных форм, объединенных в 2—3 субпараллельные для каждого междуречья системы. Своеобразная система ложбин выражена на участке между оз. Червоное и р. Припять, где ложбины достигают в длину 15 км. По ним осуществляется сброс вод в систему Припяти.

Помимо долинных форм на вершинном поясе междуречий отмечаются термокарстовые, дефляционные и иные западины и котловины, иногда заполненные озерными отложениями. Из других отрицательных форм рельефа можно отметить овраги и балки, особенно характерные для правобережья Днепра. Основная часть оврагов встречается лишь в узкой полосе коренного берега. Длина составляет 100—200 м при максимальной глубине до 20 м. Отдельные овражно-балочные системы достигают 1,5—2 км. Из положительных форм рельефа на флювиогляциальных поверхностях представлены сравнительно редкие камы, краевые ледниковые гряды и чрезвычайно широко распространенные эоловые холмы, гряды, дюны, поля перевеваемых песков. Ширина отдельных гряд колеблется от 10 до 200 м, длина составляет от 100 до 2000 м, высота от 0,5 до 10 м. Многие гряды имеют субмеридиональную ориентировку. Чаще всего эоловые аккумуляции объединены в сложные системы шириной до 1—2,5 км и длиной до 5—7 км. В комплексе с положительными формами выступают котловины выдувания, имеющие округлую или овальную форму. Размеры котловин в поперечнике изменяются от 0,5 до 2,5 км. Большинство из них заболочено.

Своеобразный рельеф отмечается в 8 км к югу от оз. Червоное, где выделяется крупный, диаметром около 6 км, Белёвский кольцевой массив. Это куполообразное поднятие, включающее систему субконцентрических песчаных гряд, возвышается над окружающей местностью на 45 м. Высота отдельных гряд 5—10 м и более, длина от 100 м до нескольких километров. Часто вершины их слабо закреплены и перевеваются. Межгрядовые понижения сухие. По периферии массив опоясывается заболоченными понижениями шириной 100—600 м.

Наиболее низкий ярус рельефа образует плоская, участками слабоволнистая поверхность озерных и озерно-аллювиальных низин, которые повсеместно интенсивно заболочены. Выделяется несколько особенно крупных участков такого рельефа: Наревско-Ясельдинский, Случско-Оресский, Василевичский, Верхнеприпятский и Уборть-Словечненский. В их пределах различаются 2—3 уровня, превышающие друг друга на 1—2 м. Среди низин располагаются зарастающие озера, а иногда и полностью залесенные и заторфованные котловины, вокруг которых выделяются береговые валы высотой до 4—6 м. Поверхность озерных и озерно-аллювиальных низин имеет абсолютную высоту 120—150 м. На их наиболее приподнятых участках развиты линейно вытянутые или серповидные эоловые образования. Линейные гряды длиной 500—2500 м, шириной до 300 м нередко увязываются в цепи протяженностью до 5—10 км и более. Серповидные формы достигают в длину 1,5—2 км. Высота эоловых гряд до 5—7 м, реже больше. Характерной особенностью рельефа являются также заторфованные ложбины. Особенно их много на Верхнеприпятской низине. По днищу большинства из них в настоящее время проложены мелиоративные каналы или каналы.

В последние десятилетия на территории Полесья все большую роль в рельефе земной поверхности начинают играть техногенные формы, связанные с гидротехническим, дорожным и промышленным строительством, добычей полезных ископаемых. Наиболее крупные из таких форм возникли у г.п. Микашевичи, где действует самый большой в Беларуси карьер глубиной около 100 м.

Глава 13

ДРЕВНИЕ КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ

КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ, РАЗВИТЫЕ НА ПОРОДАХ КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО ФУНДАМЕНТА

На породах кристаллического фундамента широко развиты коры выветривания, приуроченные к перерывам в осадконакоплении. Помимо научного познания (реконструкция палеогеографических, палеотектонических и других условий), изучение их интересно с точки зрения металлогенической специализации. С ними связаны месторождения первичных и вторичных каолинов, бокситовая минерализация, проявления железных руд, повышенные содержания ряда химических элементов, россыпные концентрации ценных минералов и др.

Первые сведения о корах выветривания в Беларуси были получены в 1951—1968 гг. Они содержатся в работах Е.М. Махлина (1952_1), геологических отчетах съемочных партий Управления геологии при Совете Министров БССР, работах А.С. Махнача и др. (1960), Г.В. Богомолова (1965), И.Е. Ровнягиной и Р.И. Яненой (1965).

С 1969 г. начинается систематическое изучение кор выветривания Беларуси. Детальному исследованию подвергаются глинистые минералы, участвующие в процессах корообразования. Сведения об этом содержатся в работах Н.Н. Левых, А.С. Махнача (1970, 1971, 1972, 1983, 1985, 1986), С. Махнача, В.П. Курочки и др. (1970), В.А. Ерощева-Шака, А.С. Махнача, Н.Н. Левых (1976) и др. Появляются работы, посвященные изучению структурно-морфологических и генетических особенностей каолинитовых минералов (Махнач и др., 1976; Левых, 1985, 1990), экспериментальным исследованиям по выветриванию биотита (Лукашев и др., 1976), палеогидрогеологическим условиям формирования кор выветривания (Богомолов, 1965; Богомолов и др., 1972), вещественному составу и геохимическим особенностям кор выветривания Беларуси (Махнач, Левых, 1973).

Сведения, характеризующие потенциальную рудоносность кор выветривания, содержатся в работах А.Я. Зингермана (1966, 1970), Ф.Л. Дмитриева (1970), Н.Н. Левых и В.И. Абраменко (1977_2), Н.Н. Левых и А.С. Махнача (1983, 1985) и др.

Особенно плодотворным в изучении кор выветривания оказался период 1990—1995 гг. В это время усилиями Н.Н. Левых и А.С. Махнача установлена полигенетическая природа продуктов выветривания, испытавших воздействие не только выветривания, но и наложенных процессов, выделены эпохи и уровни корообразования на территории запада Восточно-Европейской платформы, рассмотрены геологические аспекты формирования кор выветривания, составлены карты м-ба 1 : 1 000 000 вещественного состава кор выветривания и эпох корообразования запада Восточно-Европейской платформы, металлогенической специализации кор выветривания Беларуси.

Коры выветривания на породах фундамента выделяются по физико-химическим преобразованиям пород в верхней части разреза, укладывающимся в крупные перерывы в осадконакоплении; по минеральной зональности, характеризующейся возрастанием степени изменения пород снизу вверх при постепенной смене отдельных зон и отсутствии резких переходов; по определенным минеральным ассоциациям, характерным для условий выветривания; по интенсивному выносу основной массы химических элементов; структурно-текстурным особенностям и др.

Среди кор выветривания, развитых на породах кристаллического фундамента Беларуси, к настоящему времени установлены и изучены образования предсреднерифейского, предвильчанского, предволынского и волынского, предпозднедевонского, ранне-предпозднеюрского, ранне-предпозднемелового и позднеолигоцен-позднемиоценового возраста.

В предсреднерифейское время выветриванию подвергались, в основном, породы кристаллического фундамента. Климатические условия этого периода (жаркие и влажные, с обилием углекислого газа в ат-

мосфере Земли, компенсировавшим отсутствие наземной растительности, а также присутствие кислорода) способствовали протеканию процессов глубокого химического разложения пород с образованием хорошо выраженных зон каолинитизации и спорадическим появлением минералов свободного глинозема (Левых, Махнач, 1970, 1971_2; Махнач, Левых, $1973_{1,2}$; Левых, Абраменко, 1977_2). Мощности кор колеблются в пределах 3,0—42,1 м. Материнский субстрат продуктов выветривания отличался разнообразием. Это граниты и гранитогнейсы, гнейсы, диориты и гранодиориты, габбро. Возраст кор выветривания определен по перекрытию осадочными образованиями пинской и оршанской свит среднего рифея.

Коры выветривания гранитов были вскрыты (Махнач, Левых, 1973_1; Левых, Махнач, 1992) рядом скважин в пределах Белорусского массива, Оршанской впадины, Микашевичско-Житковичского выступа и Припятского прогиба. Они представлены профилями выветривания разной степени сохранности и зрелости. Наиболее представительным оказался профиль выветривания мощностью 12,3 м в скв. 14 (д. Волька Ивацевичского р-на Брестской обл.) с горизонтом переотложения мощностью 0,3 м. В профиле выветривания выделяются 3 зоны: начального изменения пород (2,4 м), каолинит-гидрослюдистая (5,4) и гидрослюдисто-каолинитовая (4,5 м). Слаборазвитые и плохо сохранившиеся коры выветривания представлены лишь зоной начального изменения пород. Почти повсеместно отмечается воздействие эпигенетических процессов, выразившееся в развитии смешанослойных минералов гидрослюдисто-монтмориллонитового состава, гидрослюд, галогенизации и карбонатизации кор выветривания.

Коры выветривания на гранитогнейсах, иногда чередующихся с амфиболитами, изучены в пределах Бобовнянского выступа и Полесской седловины. Представление о данном типе кор дают разрезы скв. 22 (Бобовнянский выступ), где вскрыты продукты выветривания мощностью 19,8 м, и скв. 21 (Полесская седловина) мощностью 12,9 м. Коры имеют, в основном, двухчленное строение: зона глинизации гидрослюдисто-каолинитового (каолинит-гидрослюдистого) состава залегает на слабоизмененных породах. В профилях выветривания трещинно-площадного типа, характеризующихся неравномерным изменением субстрата, отмечается многократное чередование зон глинизации и начального изменения пород. В случае, если в составе материнского субстрата наблюдается чередование гранитогнейсов и амфиболитов, продукты изменения последних имеют каолинит-монтмориллонитовый состав.

Коры выветривания гнейсов кислого состава изучены в пределах Белорусского массива, Полесской седловины и Оршанской впадины (Махнач и др., 1960; Махнач, Курочка, Пасюкевич и др., 1970; Махнач, Левых, 1973_1; Левых, Махнач, 1971_1, 1972_2, 1983, 1985, 1986, 1991, 1992; Лукашев, 1977 и др.). Наиболее типичным является профиль выветривания, вскрытый скв. 25 (д. Буковичи Узденского р-на Минской обл.). В нем на амфибол-биотитовых гнейсах выделена кора выветривания мощностью 18 м, в которой на породах зоны начального изменения залегают продукты глинизации каолинит-гидрослюдисто-монтмориллонитового состава. В частично размытых или слаборазвитых корах профиль выветривания состоит лишь из зоны начального изменения пород. О размыве верхних горизонтов свидетельствуют продукты переотложения мощностью 1,5—4,5 м. Эпигенетические изменения кор выразились в развитии смешанослойных минералов гидрослюдисто-монтмориллонитового состава, вторичной карбонатизации и окремнении.

Коры выветривания диоритов и гранодиоритов с незначительным содержанием (или отсутствием) амфиболов изучены в пределах Полесской седловины. Представление о данном типе кор дает профиль выветривания мощностью 8,3 м, вскрытый скв. 29 (д. Стахово Столинского р-на Брестской обл.). Он характеризуется неравномерным изменением субстрата, выразившемся в чередовании зон начального изменения пород и каолинит-гидрослюдистой (гидрослюдисто-каолинитовой) со свежими диоритами. Вторичные изменения продуктов выветривания проявились в новообразовании смешанослойных гидрослюдисто-монтмориллонитовых минералов и карбонатов.

Коры выветривания гнейсов диоритового и гранодиоритового состава мощностью 6—10 м изучены в ряде скважин, пробуренных в Припятском прогибе (Левых, Махнач, 1990). Они имеют каолинит-гидрослюдистый (гидрослюдисто-каолинитовый) состав. Причем, в зависимости от зрелости и сохранности их профиль представлен или зоной начального изменения пород с тенденцией к образованию продуктов каолинитового состава или венчается зоной глинизации. Вторичные изменения кор выветривания выразились в новообразовании смешанослойных минералов гидрослюдисто-монтмориллонитового состава, гидрослюд, хлорита, кремнистого материала и карбонатов.

Коры выветривания на габбро, мощность 11—13 м, изучены из разрезов скважин, вскрытых в пределах Белорусского массива и Полесской седловины (Левых, Махнач, 1971_2; Махнач, Левых, 1973_1). Развитые на амфиболовом или пироксеновом габбро они имеют, в основном, двухчленное строение, когда на слабоизмененных породах залегает каолинит-монтмориллонитовая или монтмориллонит-каолинитовая зона. В профилях выветривания трещинно-площадного типа наиболее зрелая — монтмориллонит-каолинитовая зона иногда слагает среднюю часть разреза, перекрываясь и подстилаясь менее измененными породами. Эпигенетичес-

кие изменения кор выразились в новообразованиях смешанослойных гидрослюдисто-монтмориллонитовых минералов, монтмориллонита и сидерита.

Коры выветривания гнейсов основного состава пройдены рядом скважин в пределах Белорусского массива, Полесской седловины и Припятского прогиба. Материнским субстратом послужили биотит-амфиболовые гнейсы и амфиболовые сланцы. Наиболее представительным оказался (Ерощев-Шак и др., 1976) профиль выветривания, вскрытый скв. 33 в д. Тартаки Брестской обл. На гнейсах развита кора выветривания мощностью 14,6 м, в которой зона начального изменения пород выше сменяется монтмориллонитовой. В тех разрезах, где в составе пород материнского субстрата отсутствовали амфиболы, верхняя зона имеет гидрослюдисто-каолинитовый состав.

Предвильчанские (предвендские) коры выветривания установлены (Левых, Махнач, 1990) в пределах Припятского прогиба. Продукты выветривания этого возраста интересны, главным образом, тем, что в вильчанское время территория Беларуси подвергалась оледенению и, следовательно, существовали неблагоприятные условия для формирования зрелых кор. Минеральный состав продуктов выветривания подтверждает это предположение. Коры выветривания предвильчанского возраста отличаются небольшой мощностью, изменяющейся в пределах 7—21 м, и представлены, в основном, продуктами начального изменения пород. Материнским субстратом для кор послужили гнейсы диоритового и гранодиоритового состава. В скв. Бобровичи 2 на них развита кора выветривания мощностью 7 м, представленная зоной начального изменения пород. Продукты выветривания подверглись вторичным преобразованиям, выразившимся в окремнении и образовании смешанослойных минералов монтмориллонит-гидрослюдистого состава. На более позднем этапе отмечается переотложение монтмориллонита и карбонатизация измененных пород, завершившаяся ангидритизацией.

Предволынские-волынские коры выветривания выделены (Махнач, Левых, 1973_1) в пределах Белорусского массива. Климатические условия времени их образования не благоприятствовали формированию зрелых кор. Климат в это время характеризовался как семигумидный. Мощности изученных кор на породах фундамента колеблются в пределах 2—36 м. Их материнский субстрат — это гнейсы и диориты, гранодиориты и амфиболиты, сланцы и пироксениты.

Представление о корах, развитых на гнейсах, дает разрез скв. 23 (д. Мильвановичи Слонимского р-на Гродненской обл.), где выветриванию подверглись разности гранат-биотитового состава. Развитая на них кора выветривания мощностью 7,4 м представлена зонами начального изменения пород и каолинит-гидрослюдистой. Признаки вторичных изменений продуктов выветривания проявились в генерациях сидерита и смешанослойных минералов гидрослюдисто-монтмориллонитового состава.

Наиболее типичным профилем выветривания, развитым на диоритах и гранодиоритах, является разрез скв. 32 (д. Чепелево Слонимского р-на Гродненской обл.), пройденной на Белорусском массиве (Махнач, Левых, 1973_1; Левых, Абраменко, Шкодина, $1975_{1,2}$). В коре выветривания, мощностью 9,9 м, выделяются (снизу вверх) две зоны: начального изменения пород и каолинит-монтмориллонитовая. Продукты вторичных изменений представлены смешанослойными гидрослюда-монтмориллонитом, железистым карбонатом и доломитом.

Типичный разрез кор выветривания на амфиболитах (Махнач, Левых, 1973_1) встречен в скв. 43 (район г. Лида). Среди продуктов выветривания (мощность 12,4 м) выделяются 2 зоны: начального изменения пород и перекрывающая ее каолинит-монтмориллонитовая. Вторичные изменения кор представлены новообразованиями по плагиоклазам монтмориллонита и смешанослойных гидрослюдисто-монтмориллонитовых минералов.

Коры выветривания на пироксенитах (мощность 27 м) изучены в скв. 3 (д. Станкевичи Барановичского р-на Брестской обл.) (Махнач, Левых, 1973_1). Трещинно-площадной характер выветривания обусловил смену в профиле (снизу вверх) зон начального изменения пород, каолинит-монтмориллонитовой и начального изменения пород. Тип выветривания вызвал также значительные вторичные преобразования выветрелых пород, проявившиеся в новообразовании монтмориллонита по плагиоклазам и наличии поздних генераций карбонатов.

Предпоздне-позднедевонские коры выветривания изучены (Левых, Махнач, 1990) в Припятском прогибе. Условия корообразования во время, когда климат изменился в сторону аридизации, в целом оказались неблагоприятными для выветривания. Об этом свидетельствуют слабая зрелость и небольшая продуктивность кор выветривания этого возраста.

Так, в профиле выветривания мощностью 6 м, развитом на гранодиоритах и вскрытом скв. Осташковичская 124, выделяется лишь зона начального изменения пород. Разнообразием отличаются продукты вторичных изменений кор, проявившиеся в широком распространении смешанослойных минералов гидрослюдисто-монтмориллонитового состава, окремнении пород, новообразовании карбонатов, раскристаллизации лейкоксена по анатазу, переотложении монтмориллонита.

Жаркие и влажные условия существовали при формировании кор выветривания в ранне-предпоздне-юрское время. Об этом свидетельствуют значительные

мощности продуктов выветривания и их зрелый минеральный состав. Мощность кор на породах кристаллического фундамента изменяется от 1,8 до 46,5 м.

Коры выветривания этого возраста установлены в пределах Белорусского массива на гранитах, габбро, породах смешанного состава. Наиболее типичный профиль выветривания на гранитах вскрыт скв. 10у д. Самуиловичи Мостовского р-на Гродненской обл. (Левых, 1991). В коре выветривания (мощность 41 м), судя по интенсивности изменений гранитов (лишь в верхней части до состояния дресвы) и слабому развитию каолинитизации, выделяется лишь зона начального изменения пород. Продукты выветривания подверглись воздействию гидротермального метасоматоза (генерации монтмориллонита, серицита-мусковита, флюорита) и последующим эпигенетическим преобразованиям (доломитизации).

Коры выветривания на габбро характеризует разрез скв. 37, пройденной на западе Белорусского массива в зоне Щучинского разлома. В коре выветривания (мощность 20,9 м) выделяются (снизу вверх) две зоны: начального изменения пород и каолинит-монтмориллонитовая. Эпигенетические преобразования кор проявились в их неравномерной сидеритизации и кальцитизации.

Коры выветривания, развитые на породах разнородного материнского субстрата, встречены рядом скважин на западе Белорусского массива. Наиболее типичный разрез пройден скв. 29, где в составе материнского субстрата отмечается чередование биотит-амфиболовых и биотитовых гнейсов с гранитами (Махнач, Левых, 1973$_1$). В коре выветривания (мощность 24,2 м) выделяются (снизу вверх) зоны: начального изменения пород и каолинитовая с подзонами гидрослюдисто-монтмориллонит-каолинитовой и гидрослюдисто-каолинитовой с гиббситом. На стадии эпигенеза продукты выветривания подверглись неравномерной карбонатизации, возникли новообразования гидрослюд и монтмориллонита.

Наибольшей зрелостью характеризуются продукты выветривания ранне-предпозднемелового возраста, изученные А.С. Махначом и Н.Н. Левых (1973$_1$) в пределах Белорусского массива на гранитогнейсах, гнейсах кислого, среднего и основного состава, габбро. Коры выветривания перекрываются отложениями сеноманского и туронского ярусов верхнего мела.

Типичный профиль выветривания на гранитогнейсах вскрыт скв. 44у д. Волгуны Слонимского р-на Гродненской обл. На гранитогнейсах сохранилась маломощная (1,8 м) остаточная кора выветривания (гидрослюдисто-каолинитовая зона). Ее вторичные преобразования проявились в новообразовании смешанослойных минералов гидрослюдисто-монтмориллонитового состава по полевым шпатам и пириту.

Эталонный разрез профиля выветривания на гнейсах кислого состава вскрыт скв. 48 (д. Яворская Лидского р-на Гродненской обл.) (Махнач, Левых, 1973$_1$). В ней выветриванию подверглись биотит-мусковитовые гнейсы, на которых развита кора выветривания мощностью 42,2 м. На основании ассоциаций глинистых минералов в ней выделяются зоны: начального изменения пород, гидрослюдисто-каолинитовая и каолинитовая.

Коры выветривания на гнейсах среднего состава изучены в скв. 20 (д. Нагуевичи Слонимского р-на Гродненской обл.). Материнским субстратом послужили гнейсы гранодиоритового состава, на которых развита кора выветривания мощностью 13,1 м. В ней выделяется лишь одна каолинит-монтмориллонитовая зона.

Типичный профиль выветривания, развитый на гнейсах основного состава, установлен в скв. 9 (д. Сервеч Кореличского р-на Гродненской обл.) (Махнач, Левых, 1973$_1$). Трещинно-площадной характер выветривания обусловил неравномерное преобразование биотит-амфиболовых гнейсов фундамента. В коре выветривания (мощность 15,5 м) выделяются (снизу вверх) зоны: начального изменения пород, монтмориллонит-каолинитовая и каолинит-монтмориллонитовая. Вторичные преобразования продуктов выветривания выразились в их гидрослюдизации и интенсивной сидеритизации.

Наиболее характерный профиль выветривания на габбро вскрыт скв. 30 (г. Слоним). По амфибол-пироксеновому габбро развита кора выветривания мощностью 12 м. В ней на основании степени изменения пород и ассоциаций глинистых минералов выделяются (снизу вверх) зоны: начального изменения пород, монтмориллонитовая и каолинит-монтмориллонитовая.

В качестве типичного и наиболее полного профиля выветривания, развитого на разнородных породах фундамента, выделен разрез скв. 112 (д. Докудово Лидского р-на Гродненской обл.) (Левых, Махнач, 1983, 1985, 1986). Здесь материнским субстратом являются чередующиеся между собой гранат-биотитовые сланцы, биотитовые плагиогнейсы, биотитовые метасоматиты, амфиболиты и катаклазиты. На них развита линейно-площадная кора выветривания мощностью 37,7 м. В ней с учетом вторичных преобразований продуктов выветривания выделяются две зоны: начального изменения пород с подзонами — выщелоченных пород (нижней) и каолинитизации (верхней) и гиббсит-каолинитовая мощностью 16,7 м.

Позднеолигоцен-позднемиоценовые коры выветривания изучены (Махнач, Левых, 1973$_1$; Левых, Абраменко, 1975, 1977$_1$) в пределах Микашевичско-Житковичского выступа. Материнским субстратом для них послужили граниты, ультраосновные породы, сланцы и кварцито-гнейсы. Судя по минеральному составу

продуктов выветривания кайнозойского времени, климатические условия их формирования напоминали мезозойские.

Характерным разрезом кор выветривания, развитых на гранитах, является профиль, вскрытый скв. 0-108, пройденной у г.п. Житковичи Гомельской обл. (Махнач, Левых, 1973_1). Здесь в коре выветривания (мощность 8 м) выделяются две зоны: начального изменения пород и каолинит-галлуазитовая.

Коры выветривания трещинного и трещинно-площадного типа, развитые на породах ультраосновного состава, вскрыты скв. 456, пробуренной на севере Украинского кристаллического щита у д. Глушкевичи Гомельской обл. (Махнач, Левых, 1973_1; Махнач, Самодуров, Левых, 1975). Материнским субстратом для них послужили метасоматически переработанные перидотиты. Коры выветривания трещинного типа приурочены, в основном, к участкам гидротермального изменения пород, развиваясь по зонам трещиноватости, благоприятным для проникновения термальных вод. Эти зоны (мощность 0,4—2,5 м) характеризуются преимущественно монтмориллонитовым составом. В верхней части разреза отмечается кора выветривания трещинно-площадного типа мощностью 23,7 м. В ней выделяются две зоны: начального изменения пород и каолинит-монтмориллонитовая.

Коры выветривания сланцев по эффузивам трахитовых порфиров (Махнач, Левых, 1973_1) известны из скв. 0-19 (г.п. Житковичи). В коре выветривания (мощность 29,4 м) выделяются две зоны: начального изменения пород и каолинитовая. Отмечается вторичное преобразование продуктов выветривания, выразившееся в новообразовании сидерита и смешанослойных минералов гидрослюдисто-монтмориллонитового состава.

В качестве типичного профиля выветривания, развитого на разнородных породах материнского субстрата, приводится разрез скв. 0-41, в котором кора выветривания мощностью 22,7 м развита на серицит-биотитовых и биотит-серицитовых сланцах и серицит-биотитовых кварцито-гнейсах. В коре выветривания, на основании изученных минеральных ассоциаций, выделяются две зоны: начального изменения пород и каолинит-гидрослюдистая. На коре залегают продукты переотложения мощностью 18,5 м.

Таким образом, на территории Беларуси установлены разновозрастные коры выветривания, развитые на разнородных породах кристаллического фундамента. Их вещественный состав, зрелость и мощность зависят от состава материнского субстрата, климатических условий, тектонических, гидрогеологических и других факторов. Они представлены, в основном, остаточными образованиями, верхние горизонты которых уничтожены денудационными процессами. Сохранившиеся коры являются полигенетическими образованиями, сформировавшимися как при участии процессов выветривания, так и испытавшими преобразования на более поздних этапах после их захоронения под толщами осадочных пород. Наиболее зрелыми оказались коры выветривания ранне-предпозднеюрского, ранне-предпозднемелового и позднеолигоцен-позднемиоценового возраста, образовавшиеся в условиях, благоприятных для их развития и сохранения.

В процессе выветривания происходит дезинтеграция пород материнского субстрата, сопровождающаяся перераспределением слагающих их химических элементов. При благоприятных условиях осуществляется концентрация ценных компонентов как в процессе выветривания (in situ), так и при переотложении продуктов выветривания, приводящем к формированию россыпей. Это и определяет перспективы кор выветривания в отношении полезных ископаемых. С корами выветривания Беларуси, развитыми на породах кристаллического фундамента, прямо или косвенно связаны месторождения первичных и вторичных каолинов, бокситовая минерализация, рудопроявления железа, повышенные и аномальные содержания ряда химических элементов, россыпные концентрации некоторых минералов, пресные и минерализованные воды.

В пределах Микашевичско-Житковичского выступа обнаружен (Зингерман, 1970) ряд месторождений первичных и вторичных каолинов — Ситница, Дедовка, Березина, Люденевичи, неглубокое залегание которых позволяет использовать их для промышленного освоения. Суммарные запасы ($C_1 + C_2$) каолина-сырца по всем месторождениям составляют 26,8 млн т, обогащенного каолина — 7,9 млн т. Однако вследствие повышенного содержания железа каолиновые глины пригодны лишь для изготовления фарфоровых и фаянсовых изделий, не требующих высокой прочности и белизны.

На западе Беларуси, в пределах Лидской площади, скв. 112 (д. Докудово) вскрыты предпозднемеловые гиббситоносные коры выветривания с тенденцией к образованию латеритного профиля выветривания, развитого на гнейсах, сланцах и амфиболитах (Левых, Махнач, 1983, 1986). Мощность верхней, гиббсит-каолинитовой зоны в них достигает 16,7 м. Гиббситовая минерализация обнаружена также (Махнач, Левых, 1973_1) в предпозднеюрских корах выветривания в районе г. Щучина. Она приурочена к верхней каолинитовой зоне мощностью 19,3 м.

Интерес представляют и коры выветривания Микашевичско-Житковичского выступа, сформировавшиеся на кайнозойском этапе корообразования. Приуроченность их к приподнятым участкам, по аналогии с бокситоносными районами Курской магнитной аномалии, Украины, Среднего Тимана, наличие зрелых продуктов выветривания (первичные каолины), продуктов

их переотложения (вторичные каолины) предполагают существование горизонтов с проявлением бокситовой минерализации.

Следовательно, на территории Беларуси, начиная с мезозойского времени, существовали благоприятные климатические условия для формирования зрелых кор выветривания с тенденцией к образованию латеритного профиля выветривания. Наиболее мощные коры выветривания формировались на западе и юге Беларуси, где тектонические условия благоприятствовали их сохранности. В этом отношении интерес представляют не только гиббситоносные коры выветривания, вскрытые на западе Беларуси, но и продукты их переотложения по склонам возвышенностей, в прилегающих понижениях и ложбинах ледникового выпахивания, где экзарационные процессы завершили перенос продуктов выветривания.

Процессы выветривания приводят к окислению железа в железосодержащих минералах и его накоплению в верхних частях профилей выветривания. Результатом этого является формирование остаточных месторождений, связанных с процессами физико-химического преобразования, в основном, пород основного и ультраосновного состава. Коры выветривания Беларуси не являются исключением. С ними связан ряд железорудных проявлений. Так, в продуктах выветривания гнейсов гранат-пироксен-амфибол-биотитового состава, вскрытых скв. 6 в районе г. Щучина (Махнач, Левых, 1973_1), содержание общего железа достигает 50 %. Высокие содержания железа установлены также в корах выветривания, развитых на метасоматически переработанных ультраосновных породах, вскрытых скв. 456 (д. Глушкевичи) на крайнем юге Беларуси. Здесь содержание закисного железа достигает 30—31 %.

С корами выветривания Беларуси связаны также повышенные и аномальные содержания титана, ванадия, никеля, кобальта, циркония, иттрия и лантана. Так, повышенные содержания титана (до 53 кг/т) зафиксированы в корах выветривания и продуктах их переотложения в пределах Микашевичско-Житковичского выступа, а также на западе Беларуси (скважины 48, 112), достигающие 42—53 кг/т в наиболее зрелой — каолинитовой зоне.

Аномальные содержания ванадия (до 2,4 кг/т), генетически связанного с биотитом, установлены на Лидской площади в корах выветривания кислых пород. На Лидской площади отмечены также аномальные содержания никеля (100—300 г/т) и кобальта (200—500 г/т), связанные с наиболее зрелыми продуктами выветривания кислых пород.

Обнаружены повышенные, реже аномальные содержания циркония в корах выветривания, развитых на породах кислого состава. Так, в пределах Микашевичско-Житковичского выступа его содержания достигают 1,9—2,0 кг/т. На Белорусском массиве повышенные и аномальные содержания циркония установлены на Минской (до 3 кг/т), Слонимской (2,5—2,9) и Лидской (до 5 кг/т) площадях.

Коры выветривания Микашевичско-Житковичского выступа представляют интерес и в отношении иттрия и редкоземельных элементов. Максимальные содержания иттрия в них достигают 300, а лантана 200 г/т.

Основная масса сохранившихся к настоящему времени кор выветривания представлена остаточными образованиями, верхние горизонты которых уничтожены денудационными процессами и могли служить исходным материалом для образования россыпей. Наиболее интенсивное разрушение кор выветривания происходило на Белорусском массиве и Микашевичско-Житковичском выступе, о чем свидетельствует наличие горизонтов переотложения. На Белорусском массиве такие горизонты установлены на Барановичской, Слонимской, Столбцовской и Волковысской площадях, где их мощности варьируют в пределах 0,3—14,7 м. Более продуктивные (18—19 м) горизонты переотложения кор выветривания, не потерявших генетической связи с остаточными образованиями, отмечаются на Микашевичско-Житковичском выступе, где неглубокое залегание (первые десятки метров) делает их экономически выгодным объектом для проведения поисковых работ.

В пределах Белорусского массива наблюдаются предпосылки для формирования россыпных концентраций ильменита, лейкоксена, рутила, циркона, о чем свидетельствуют повышенные и аномальные содержания титана и циркония, приуроченные к корам выветривания и продуктам их переотложения (Зингерман, 1966; Левых, Абраменко, 1977_2). Особый интерес в данном случае представляют ложбины ледникового выпахивания, в которых мог концентрироваться материал как местного, так и дальнего сноса.

Высокозрелые коры выветривания Микашевичско-Житковичского выступа перспективны для обнаружения россыпей циркона и ильменита. В погребенном рельефе кристаллического фундамента этой площади широким распространением пользуются древние долины, балки, впадины и разнообразные понижения, примыкающие к выступу, которые могли служить вместилищем ценных компонентов. Кроме того, южные районы Беларуси перспективны (Гурвич, 1970) на выявление оловоносных и комплексных олово-редкометальных россыпей. Наибольший интерес, в данном случае, представляют районы, тяготеющие к северо-западному обрамлению Украинского кристаллического щита (бассейн р. Уборть), где широко развиты мезозойские коры выветривания.

Коры выветривания кристаллического фундамента обладают хорошими коллекторскими свойствами. В ряде районов Беларуси к ним приурочены пресные и

минерализованные воды. Они известны на территории Белорусского массива, Микашевичско-Житковичского выступа, Полесской седловины и северной части Украинского кристаллического щита. Мощность водоносного горизонта здесь составляет несколько десятков метров. Водообильность горизонтов слабая. Однако в отдельных районах на Белорусском массиве (Копыльский р-н и др.) подземные воды кор выветривания кристаллического фундамента используются для обеспечения водой населения и промышленных предприятий. Общая минерализация вод в этих районах не превышает 0,2—0,4 г/л. По химическому составу воды преимущественно гидрокарбонатно-кальциевые. На территории Припятского прогиба и Оршанской впадины в корах выветривания кристаллического фундамента содержатся минерализованные воды и рассолы такой же концентрации и химического состава, как и в перекрывающих осадочных отложениях.

КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ, РАЗВИТЫЕ НА ПОРОДАХ ПЛАТФОРМЕННОГО ЧЕХЛА

Энергично протекающие на поверхности Земли процессы физического и химического выветривания способствуют разрушению монолитных горных пород и подготавливают материал для осадочных отложений. Это позволяет рассматривать (Страхов, 1960, 1962) формацию кор выветривания как связующее звено в генетическом ряду магматическо-метаморфический комплекс пород кристаллического фундамента — осадочные образования.

На территории Беларуси неоднократно возникали благоприятные условия для формирования кор выветривания (Левых, Махнач, $1991_{1,2}$). Во время крупных перерывов в осадконакоплении, составляющих 1/3—1/2 всей геологической летописи, осуществлялось не только разрушение выходящих на поверхность земли пород, но и происходили процессы корообразования.

К настоящему времени в Беларуси установлено широкое распространение кор выветривания, развитых не только на породах кристаллического фундамента, но и отдельных горизонтов платформенного чехла. Это, в основном, остаточные образования площадного, трещинно-площадного, реже линейного типов, верхние горизонты которых уничтожены денудационными процессами.

Выделено 16 уровней корообразования, охватывающих позднепротерозойский, палеозойский, мезозойский и кайнозойский этапы геологической истории с учетом эволюции атмосферы, гидросферы, растительного мира (Левых, Махнач, $1991_{1,2}$). На позднепротерозойском этапе выделяются предсреднерифейский, предвильчанский, предволынский и волынский, предвалдайский и валдайский уровни; на палеозойском — раннекембрийский, предсреднедевонский, предпоздне-позднедевонский, турне-предвизейский, визейский, визе-предсерпуховский, предсреднекаменноугольный и средне-позднекаменноугольный; на мезозойском — предраннетриасовый, ранне-предпозднеюрский, ранне-предпозднемеловой; на кайнозойском — позднеолигоцен-позднемиоценовый.

К корам выветривания, на наш взгляд, следует относить породы, в разной степени измененные в континентальных субаэральных условиях под воздействием климатических, гидрохимических и биохимических факторов, приводящих к термодинамическому равновесию измененных разностей с существующими условиями. Характерными признаками кор являются: приуроченность к перерывам в осадконакоплении, региональное распространение по площади, четко выраженная минералого-геохимическая зональность.

Несмотря на широкое распространение продуктов выветривания, развитых на породах платформенного чехла Беларуси, сведений о них в литературе, по сравнению с корами на породах фундамента, содержится гораздо меньше. К настоящему времени такие коры, развитые на осадочных и вулканогенных породах верхнего протерозоя Беларуси, известны из работ Н.Н. Левых (1983, 1985), Н.Н. Левых и А.С. Махнача (1987, 1988); на породах кембрия —В.И. Абраменко, Н.Н. Левых (1977, 1979), А.С. Махнача, Н.Н. Левых, В.И. Абраменко (1982); на каменноугольных отложениях — Л.Ф. Ажгиревич и др. (Ажгиревич, Жицкая, Невмержицкая и др., 1974). Отдельные разрезы кор выветривания на породах ордовика, девона и мела изучены Н.Н. Левых, В.И. Абраменко (1977_1), Ф.Л. Дмитриевым и Е.А. Никитиным (1981), Н.В. Зайцевой (1987).

Осадочные породы в большинстве своем возникли в результате переотложения продуктов выветривания. Это затрудняет изучение развитых на них кор выветривания, поскольку глинистые минералы сингенетического происхождения из материнского субстрата с трудом отличаются от производных его гипергенного преобразования. Поэтому большинство авторов материалов, публикуемых по этой проблеме, ограничиваются лишь констатацией наличия таких кор, приуроченных к зонам перерывов в осадконакоплении. Лишь в отдельных работах содержится детальная характеристика состава и геохимических особенностей кор выветривания с выделением минеральной зональности и интерпретацией глинистого минералообразования.

Коры на осадочных породах имеют, в основном, недоразвитый вид, поскольку материнский субстрат сложен преимущественно продуктами разрушения выветрелых пород кристаллического фундамента, в которых отдельные компоненты находятся в термодинамическом равновесии с обстановкой гипергенеза. Это делает их своеобразным объектом изучения, к которому трудно

85. Зак. 5046.

подходить с методами и приемами, применяемыми при изучении кор выветривания на кристаллическом фундаменте. Особые трудности вызывает изучение баланса вещества в процессе формирования профилей выветривания на осадочных породах. Здесь не наблюдается, как в породах кристаллического фундамента, постоянства состава в вертикальном разрезе у одинаковых разностей пород. Осадочные толщи сложены разнородным материалом, поступающим иногда из разных источников сноса, вследствие чего судить о поведении отдельных элементов в профиле выветривания крайне затруднительно.

Для кор выветривания, развитых на породах платформенного чехла, характерны максимальные содержания каолинита, среди которого преобладают высокоокристаллизованные разности, по сравнению с породами материнского субстрата; пестрая окраска вследствие пропитывания пород соединениями железа за счет их высвобождения при окислении железосодержащих минералов; значительная раздробленность материала и др.

На территории Беларуси известны продукты выветривания пород платформенного чехла волынского, предвалдайско-валдайского, раннекембрийского, предсреднедевонского, позднедевонского, каменноугольного, предраннетриасового, ранне-предпозднеюрского, ранне-предпозднемелового и позднеолигоцен-позднемиоценового возраста, развитые на разнородном материнском субстрате — песчаниках, алевролитах, глинах, известняках, доломитах и мергелях, а также базальтах, нефелинитах и лейцититах, эффузивах трахидацитового состава.

Коры выветривания волынского возраста изучены (Левых, 1983) в пределах Подлясско-Брестской впадины на эффузивах трахидацитового состава. Они вскрыты скв. 3К (г. Жабинка Брестской обл.). Коры представлены остаточными образованиями (мощность 6 м) трещинно-площадного типа, по степени изменения и минеральному составу соответствующими зоне начального изменения пород с тенденцией к образованию каолинитового профиля выветривания. Вторичные изменения продуктов выветривания проявились в новообразованиях кальцита и смешанослойных минералов гидрослюдисто-монтмориллонитового состава.

В Подлясско-Брестской впадине изучены также (Махнач, Левых, 1985) предвалдайско-валдайские коры выветривания, развитые на эффузивах основного состава. Они перекрываются отложениями редкинской свиты валдайской серии венда. Скв. 19К вскрыты базальты и их автобрекчии, на которых развита кора выветривания мощностью 7,5 м. Вторичные изменения материнских пород имеют полигенетический характер. На начальной стадии, в результате прорыва застывшей на поверхности базальтовой магмы новыми порциями жидкого расплава произошло дробление и взламывание базальта с образованием автобрекчии, сопровождающееся дифференциацией расплава и его частичными изменениями. Гидротермальный метасоматоз вызвал замещение оливина иддингситом, боулингитом и серпентином; пироксенов — крупночешуйчатым монтмориллонитом; плагиоклазов — смешанослойными минералами гидрослюдисто-монтмориллонитового состава, палагонитом, хлоритом и серпентином; проявления цеолитизации. В процессе выветривания на гидротермально измененные базальты наложились гипергенные процессы, вызвавшие формирование коры выветривания. Появляется каолинит. В развитом на базальтах профиле выветривания выделяются две зоны: начального изменения пород и каолинит-монтмориллонитовая.

Раннекембрийские коры выветривания известны (Абраменко, Левых, 1979; Махнач, Левых, Абраменко, 1982) на отложениях лонтоваского и ровенского горизонтов нижнего кембрия в пределах Белорусского массива и Подлясско-Брестской впадины. Они перекрываются отложениями надбалтийского нижнего-среднего кембрия, в отдельных случаях нижнего ордовика, а на породах ровенского горизонта отложениями лонтоваского горизонта. Материнским субстратом для кор послужили глины и песчаники. Мощность кор выветривания изменяется в пределах 1,8—18,5 м.

Наиболее представительным разрезом кор выветривания, развитых на глинах лонтоваского горизонта, является разрез скв. 01 (д. Василины), пробуренной в Воложинском грабене. На глинах зеленовато-серого цвета залегает кора выветривания мощностью 4 м, четко выделяющаяся по серовато-белой окраске. Судя по минеральному составу, кора выветривания представлена гидрослюдисто-каолинитовой зоной.

В скв. 1 опорная (д. Кустин), пройденной в Подлясско-Брестской впадине, изучена (Абраменко, Левых, 1977) кора выветривания на лонтоваских песчаниках. Кора выветривания (мощность 18 м) представлена зоной начального изменения пород. Она выделяется по желтовато-бурой окраске вследствие интенсивного и неравномерного ожелезнения пород и повсеместному присутствию аутигенного каолинита.

Коры выветривания предсреднедевонского возраста установлены (Левых, 1985) на осадочных породах вендского комплекса верхнего протерозоя на Белорусском массиве. Они перекрываются отложениями наровского горизонта среднего девона. Представление о данном типе кор дает разрез скв. 0-42 (д. Петрилово), пробуренной на Вилейском погребенном выступе. Материнским субстратом послужили породы котлинской свиты валдайской серии венда, представленные чередующимися между собой песчаниками и алевролитами с подчиненными прослоями глин. Породы котлинской свиты подверглись вторичным изменениям по всему разрезу, наиболее интенсивным на участках, сложенных

песчаниками и алевролитами, т. е. породами доступными для циркуляции подземных вод. Основная роль во вторичных преобразованиях пород принадлежит эпигенезу, обусловившему интенсивную доломитизацию, иногда сидеритизацию пород. И только в верхней части разреза (мощность 6,8 м) выделяется кора выветривания, представленная зоной начального изменения пород. Случаи образования аутигенного каолинита в процессе трансформационных преобразований слюд, постепенность преобразований, неравномерное пропитывание пород соединениями железа подтверждают преобразование их в условиях выветривания.

Позднедевонские коры выветривания изучены на породах семилукского горизонта верхнего девона в скв. Ченки (р-н г. Гомеля). Материнским субстратом послужили доломиты (известняки), чередующиеся с мергелями. На них выделяется остаточная кора выветривания мощностью 7 м, представленная зоной начального изменения пород. Признаки выветривания проявляются в окислении пирита и перераспределении железистых соединений, изменении глауконита и полевых шпатов, частичной регенерации доломита. Отдельные проявления каолинита в составе глинистых фракций пород кор выветривания и ниже залегающих горизонтов имеют, по-видимому, сингенетическое происхождение.

Сведения о каменноугольных корах выветривания известны из работы Л.Ф. Ажгиревич и др. (Ажгиревич, Жицкая, Невмержицкая и др., 1974). Среди них выделяются раннекаменноугольные, предсреднекаменноугольные и средне-позднекаменноугольные продукты выветривания.

Раннекаменноугольные коры выветривания перекрываются различными горизонтами турнейского, визейского и серпуховского ярусов нижнего карбона. В связи с этим среди них выделяется несколько уровней корообразования — турне-предвизейский, визейский и визе-предсерпуховский.

Турне-предвизейские коры выветривания, установленные на глинах малевского и черепетского горизонтов турнейского яруса, достигают мощности на севере Припятского прогиба 7—10 м, на востоке — 10, западе — 3—25 м. Судя по вещественному составу, они представлены зоной начального изменения пород, подвергшейся эпигенетическим преобразованиям (новообразования смешанослойных минералов гидрослюдисто-монтмориллонитового состава, проявления давсонита и др.).

Визейские коры выветривания установлены на породах кизеловского горизонта турнейского яруса и бобриковского, тульского, алексинского горизонтов визейского яруса. Продукты выветривания кизеловского горизонта представлены слабовыветрелыми песчаниками и глинами, испытавшими изменения на стадии эпигенеза (смешанослойные гидрослюда-монтмориллонит). При формировании кор бобриковского горизонта материнским субстратом послужили глины и песчаники. Судя по значительным содержаниям в их составе каолинита, основная масса которого имеет сингенетическое происхождение, присутствию давсонита и гиббсита, эти коры являются высокозрелыми образованиями с зонами каолинитизации и, возможно, проявлениями алюминиевой минерализации, за счет которой в процессе перераспределения на стадии эпигенеза и сформировалась давсонитовая и гиббситовая минерализация. С последней связаны также новообразования сидерита и доломита. Коры выветривания тульского горизонта (мощность 0,15—8,6 м) сформировались на глинах, песчаниках и известняках. Они представлены зоной начального изменения пород, а в отдельных разрезах более зрелыми разностями, о чем свидетельствует присутствие гиббсита. Продукты выветривания алексинского горизонта представлены слабовыветрелыми разностями мощностью 0,4—12,4 м.

Визе-предсерпуховские коры (мощность 0,4—8,2 м) сформировались на известняках и глинах михайловского горизонта визейского яруса. Основная масса их представлена зоной начального изменения пород. Однако, судя по проявлениям гиббситовой минерализации, в отдельных случаях ее профили имели и более зрелый состав.

Предсреднекаменноугольные коры выветривания развиты на известняках и глинах серпуховского яруса нижнего карбона. Мощность их 0,2—8,7 м. Основная масса их представлена зоной начального изменения пород. Средне-позднекаменноугольные коры выветривания развиты на породах башкирского и московского ярусов среднего карбона, представленных глинами, алевролитами, песчаниками и известняками. Они перекрываются породами московского яруса среднего карбона и перми. Это остаточные продукты выветривания, представленные зоной начального изменения пород, верхние горизонты которых уничтожены денудационными процессами.

Коры выветривания предраннетриасового возраста вскрыты скв. Центролит К2 (12 км западнее Гомеля) на породах вулканогенной толщи елецкого горизонта фаменского яруса верхнего девона (Левых, Махнач, 1985). Материнскими породами послужили гидротермально измененные (окремнение, цеолитизация, карбонатизация и монтмориллонитизация) лейцитовые нефелиниты и лейцититы, на которых развита кора выветривания мощностью 15 м. В профиле выветривания выделяются две зоны: начального изменения пород и монтмориллонитовая. В нижней зоне затронутые гидротермальными изменениями породы подверглись неравномерному пропитыванию соединениями железа за счет окисления темноцветных минералов и магнетита. Слагающее их вулканическое стекло замещено монтмориллонитом, а темноцветные минералы —

карбонатами. В верхней зоне, наряду с окислением, наблюдается повсеместная монтмориллонитизация пород, когда ею охвачены темноцветные компоненты, нефелин и лейцит.

Среди ранне-предпозднеюрских кор выветривания, развитых на осадочных породах, наибольший интерес (Махнач, Левых, 1988) представляют коры выветривания, вскрытые скв. 51 на западе Беларуси (д. Верещаки Свислочского р-на Гродненской обл.). Материнским субстратом послужили мелко-среднезернистые песчаники кварцево-полевошпатового состава, на которых залегает мощная (56 м) кора выветривания. В профиле выветривания (снизу вверх) выделяются две зоны: начального изменения пород (32,9 м) и каолинитовая (23,1 м). В каолинитовой зоне, наряду с выносом основной массы химических элементов, отмечается накопление глинозема, что свидетельствует о формировании профиля выветривания латеритного типа. Характерны высокие значения кремневого модуля, достигающего в верхней зоне 0,72 (для сравнения 0,3 в нижней). Такие породы следует рассматривать как потенциальное сырье на алюминий.

Коры выветривания ранне-предпозднемелового возраста, развитые на осадочных породах разного состава, известны в пределах Белорусского массива и Оршанской впадины. На глинах старооскольского горизонта живетского яруса среднего девона развиты коры выветривания мощностью 4,5 м, вскрытые скв. 18 (д. Гумбатовщина Минской обл.). Они представлены зоной начального изменения пород. Признаки выветривания фиксируются в окислении рудных минералов и замещении их соединениями железа, вызывающими неравномерную пигментацию субстрата, в исчезновении хлорита, замещающегося гармошковидными агрегатами каолинита.

В скв. 38, пройденной в Оршанской впадине в пределах Толочинского участка, установлены коры выветривания на алевролитах, с прослоями песчаников и глин старооскольского горизонта среднего девона. Они представлены остаточными продуктами выветривания (мощность 8,1 м), развитыми на зрелых (значительное содержание седиментационного каолинита) породах. Кора выветривания может быть охарактеризована как зона начального изменения пород, в которой гипергенные изменения проявились в новообразованиях каолинита, в гидратации биотита и его замещении вермикулитом, в окислении пирита и др.

В качестве примера кор выветривания, развитых на карбонатных породах (Левых, Абраменко, 1977_3), можно привести разрез скв. 62 (д. Провжалы Столбцовского р-на Минской обл.). Материнским субстратом послужили доломиты и мергели с прослоями глин наровского горизонта среднего девона. Развитая на них кора выветривания (мощность 4,1 м) представлена зоной начального изменения пород. Индикаторами выветривания в данном случае являются: ожелезнение пород, проявившееся в пигментации глинисто-карбонатного материала и выделении соединений железа по трещинам; увеличение кавернозности доломитов вверх по разрезу; трещиноватость и перемятость их на отдельных участках, где в составе глинистых фракций заметно возрастает содержание каолинита; присутствие деградированных гидрослюд; изменения пирита, глауконита и др.

Коры выветривания, развитые на карбонатных породах, встречены также среди образований выветривания позднеолигоцен-позднемиоценового возраста. Скв. 22 у д. Погодино Борисовского р-на Минской обл. вскрыта маломощная (0,3 м) остаточная кора выветривания, представленная зоной начального изменения пород, на которой залегают продукты ее переотложения мощностью 2,1 м. Признаки выветривания проявились, главным образом, в окислении содержащегося в субстрате пирита и перераспределении соединений железа. Продукты выветривания подверглись эпигенетическим изменениям, выразившимся в новообразованиях сидерита, проявлениях окремнения и др.

Обобщая приведенный материал, следует отметить, что продукты выветривания пород платформенного чехла отличаются слабой зрелостью и продуктивностью по сравнению с корами выветривания пород кристаллического фундамента.

Наиболее представительными оказались продукты выветривания, развитые на песчаниках, характеризующихся лучшей водопроницаемостью. Наименьшей выразительностью характеризуются коры выветривания глин, представленные, в основном, зоной начального изменения пород. Крайне слабо проявились признаки выветривания в породах карбонатного состава — известняках, доломитах и мергелях. Промежуточное положение между корами терригенных и карбонатных пород по своей представительности занимают продукты выветривания вулканических пород.

Коры выветривания, развитые на породах платформенного чехла, перспективны на полезные ископаемые. Так, установленные на западе Беларуси (Махнач, Левых, 1988) предпозднеюрские коры выветривания латеритной направленности, развитые на песчаниках гирской свиты с довольно мощной (23,1 м) зоной каолинитизации, представляют интерес как потенциальное сырье на алюминий. Они характеризуются высокими

значениями кремневого модуля (0,71), высоким содержанием глинозема (до 41 %). Кроме того, коры выветривания осадочных пород, особенно их терригенные разности, следует рассматривать в качестве источника формирования россыпных концентраций ценных минералов. Широкое распространение горизонтов переотложения, связанных с производными докембрийского корообразования, и обнаружение скоплений ильменита, магнетита, лейкоксена и других минералов в породах рифейского и вендского комплексов подтверждают это предположение. Общий выход шлиха в песчаниках валдайской серии в районе Минска (скважины Чурилово, Городище, Озеро, Нарейки) варьирует от 1—2 до 10—17 %, что составляет 1—165 кг/т. Высокие содержания ильменита установлены также в песчаниках волынской и валдайской серий в районах Куренца, Кривичей, Сморгони, Купы, Нового Села. В отдельных случаях концентрация тяжелых минералов достигает 5—8 % от всей породы.

86. Зак. 5046.

Глава 14

ПОСТСЕДИМЕНТАЦИОННЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ ОТЛОЖЕНИЙ ПЛАТФОРМЕННОГО ЧЕХЛА

Степень изученности постседиментационных изменений осадочных отложений Беларуси неравномерная. Наиболее полно исследованы постседиментационные преобразования девонских отложений. Для других частей чехла раскрыты самые яркие постседиментационные особенности.

ВЕРХНЕПРОТЕРОЗОЙСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Один из ведущих процессов постседиментационного преобразования терригенных отложений рифея и венда — уплотнение (Гулис, 1995). Оно обусловлено механической перегруппировкой частиц, растворением и новообразованием минералов при погружении. Верхнепротерозойские отложения являются ярким примером влияния длительности литостатической нагрузки на степень уплотнения пород.

Песчаники и алевролиты пинской свиты с содержанием глинистого цемента меньше 5 %, развитые на Бобовнянском выступе и не погружавшиеся на глубины более 700 м, по количеству и характеру контактов обломочных зерен сопоставимы с кембрийскими песчаниками Алжира с глубины 3500 м. Тиллиты вильчанской серии Полесской седловины (глубина залегания 50—100 м) и Оршанской впадины (500—600 м) уплотнены примерно в одинаковой степени, а Припятского прогиба — существенно сильнее. Средняя величина открытой пористости пород составляет в Оршанской впадине 15 %, а в Припятском прогибе 9 %, газопроницаемость — 50—100 и 2,1 мД соответственно. Оценка уплотнения пород по отношению их объемного веса к удельному весу твердой фазы показывает, что в Оршанской впадине песчаники и алевролиты вильчанской серии на глубине 600—700 м характеризуются такой же степенью уплотнения, как и идентичные породы из мезозойской толщи Прикаспийской впадины с глубины 1500—2500 м.

Туфы и вулканогенно-осадочные породы волынской серии характеризуются низкими значениями пористости и проницаемости независимо от глубины их погружения (Белорусская антеклиза, Оршанская впадина, Припятский прогиб). Это связано с интенсивным образованием глинистых минералов, цеолитов и гидроокислов железа в порах пород и по пирокластическим зернам.

В терригенных породах верхнего протерозоя протекали неоднократно сменявшие друг друга постседиментационные процессы растворения и регенерации обломочных минералов, а также образования новых.

Широко развито растворение кварца под давлением. Этот процесс приводил к образованию конформных и микростилолитовых контактов между зернами (рис. 14.1а). Регенерация кварца наблюдается в виде прерывистых и непрерывных каемок толщиной до 0,1—0,2 мм. В песчаниках с малым содержанием глинистого цемента регенерационные каемки приобретают правильные кристаллографические очертания. Такие песчаники имеют "искристый" облик и характерны для бортниковской, рутавечской, пинской и оршанской свит.

Мономинеральные кварцевые песчаники верхних частей рутавечской и оршанской свит Оршанской впадины содержат большое количество аутигенного кварца, которым сложены как непрерывные регенерационные каемки, так и седиментационно-диагенетический базальный цемент. Степень раскристаллизации этого цемента находится в обратной зависимости от содержания примеси глинистых минералов и оксидов железа.

Вторичные преобразования полевых шпатов, представленных в отложениях рифея и венда преимущественно микроклином и ортоклазом, сводятся к пелитизации с образованием гидрослюд и каолинита и регенерации. Пелитизация широко развита в аркозовых песчаниках и гравелитах валдайской серии в северной и юго-западной частях Беларуси. Регенерация калиевых

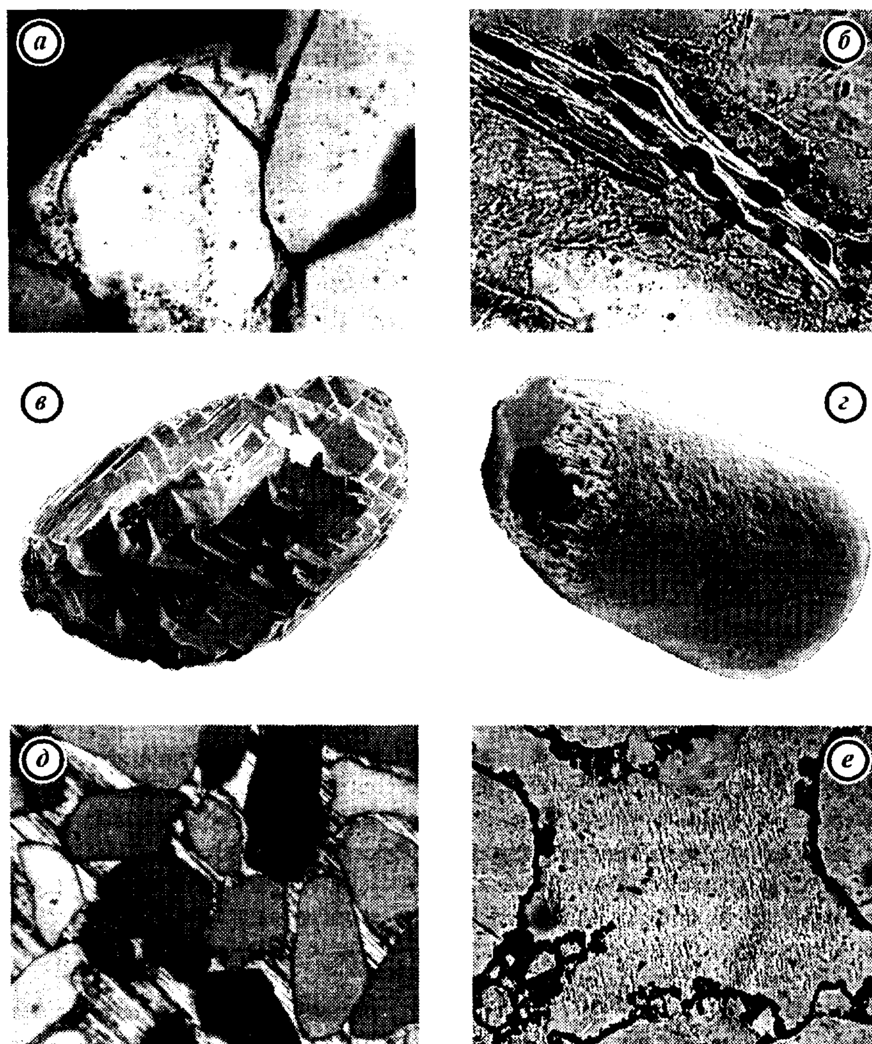


Рис. 14.1. Постседиментационные изменения верхнепротерозойских и кембрийских песчаников Беларуси и смежных районов.

а — сочетание процессов регенерации (двойная регенерационная кайма) и растворения под давлением (конформный контакт между двумя кварцевыми зернами), Оршанская впадина, скв. Орша 2, гл. 750 м, средний-верхний рифей, оршанская свита, шлиф, н +, ув. 50; б — выделения гидроокислов железа по плоскостям спайности биотита, Московская синеклиза, скв. Рудня, гл. 1808 м, нижний рифей, шеровичская серия, шлиф, н =, ув. 300; в — черепитчатая поверхность обломочного зерна граната, образованная в процессе внутрислойного растворения, Припятский прогиб, скв. Октябрьская 2, гл. 2720 м, венд, вильчанская серия, снимок на электронном микроскопе, ув. 150; г — регенерация турмалина, Припятский прогиб, скв. Сосновская 25, гл. 3442 м, рифей, пинская свита, снимок на электронном микроскопе, ув. 300; д — пойкилитовый гипсовый цемент, Белорусская антеклиза, скв. Балаи 15, гл. 216—223 м, нижний кембрий, лонтоваская свита, шлиф, н +, ув. 40; е — гипс, запечатавший диагенетические глауконитовые "рубашки" на обломочных зернах, Белорусская антеклиза, скв. Ухвище 2, гл. 333—337 м, нижний кембрий, лонтоваская свита, шлиф, н =, ув. 60.

полевых шпатов установлена в песчаниках бортниковской свиты на Бобруйском погребенном выступе, в песчаниках и алевролитах пинской свиты и вильчанской серии в Припятском прогибе. Оптическая ориентировка регенерационной каемки совпадает с ориентировкой одной из систем микроклиновых двойников обломочного ядра. В открытом поровом пространстве регенерированные полевые шпаты приобретают правильную огранку и в шлифах нередко напоминают стрелку компаса. Регенерационная кайма имеет калишпатовый состав.

Постседиментационные изменения биотита представлены хлоритизацией, вермикулитизацией, иллитизацией. Эти процессы сопровождались высвобождением титана, железа и других химических элементов из биотита. Как результат, в глинистом цементе пород накапливались тонкодисперсные оксиды титана, происходило формирование анатаза и лейкоксена. Избыточное железо в зависимости от окислительно-восстановительной обстановки и наличия сероводорода фиксировалось либо в виде оксидов, либо в виде пирита (см. рис. 14.1б).

Преобразования мусковита наиболее выразительно представлены в песчаниках рутавечской свиты Оршанской впадины и в верхнепротерозойских песчаниках Припятского прогиба. Мусковит нередко преобразован в каолинит без промежуточных фаз с образованием крупночешуйчатого агрегата. Чешуйки каолинита часто ориентированы субпараллельно исходным мусковитовым слоям. На контакте мусковита с кварцем увеличивается подвижность кремнезема, что приводит к внедрению торцов чешуек мусковита в кварц и образованию микростилолитовых сочленений кварцевых зерен, между которыми имеются пластинки мусковита.

Постседиментационное растворение играет важную роль в распределении граната в отложениях рифея и венда. Этот минерал практически отсутствует в высокопроницаемых полевошпатово-кварцевых песчаниках и алевролитах пинской свиты. Присутствует он в небольшом количестве только в тяжелых фракциях песчаников с доломитовым цементом и глинистых алевролитов. В то же время гранат обычен в тяжелых фракциях пород вильчанской серии венда. Для песчаников и алевролитов этой серии в Припятском прогибе установлено уменьшение содержания граната с глубиной. Постседиментационное растворение граната сопровождается образованием на его поверхности кристаллографически правильных микрограней, придающих зернам "черепитчатый" облик (см. рис. 14.1в). Интересно заметить, что малая распространенность минерала в породах пинской свиты по сравнению с аналогичными по гранулометрическому составу и глубине залегания породами лапичской свиты подтверждает более древний возраст пинской свиты.

Турмалин, в отличие от граната, подвержен не только растворению, но и регенерации (см. рис. 14.1г). В Оршанской впадине установлено растворение минерала в зоне осветления кварцевых песчаников оршанской свиты, указывающее на специфические гидрогеохимические условия, связанные с активизацией разломов фундамента в посторшанское время. В Припятском прогибе широко проявлена регенерация турмалина под влиянием содержащих бор и литий верхнедевонских рассолов, поступивших в верхнепротерозойские отложения. Степень регенерации турмалина возрастает с глубиной погружения отложений и тем она больше, чем меньше глинистость пород.

Постседиментационная карбонатная минерализация пород рифея и венда представлена доломитом, кальцитом и сидеритом. Эти минералы образовывались как на стадии диагенеза за счет взаимодействия осадка и иловых вод, так и на стадии катагенеза при неоднократной смене насыщающих отложения подземных вод самого разного химического состава.

В пинской свите доломит, как правило, образует цемент в песчаниках и алевролитах; реже, в южных районах Беларуси, отмечаются прослои песчаных и почти чистых доломитов. Для лапичской свиты также присущи доломитовые прослои и цемент в песчано-алевритовых породах. Преобразования доломитового цемента и пород проявились, главным образом, в перекристаллизации, сопровождающейся увеличением крупности зерен. В частности, среднезернистые песчаники пинской свиты Бобовнянского выступа содержат базально-пойкилитовый доломитовый цемент.

В туфах и туфогенно-осадочных породах волынской серии доломит и кальцит образуют рассеянную мелкозернистую вкрапленность в глинистом цементе, причем карбонатные минералы почти не подверглись собирательной перекристаллизации. Иногда кальцит образует ксеноморфные зерна размером до 0,1—0,5 мм в цементе крупнообломочных туфов. Отдельным прослоям псаммитовых и псаммито-псефитовых туфов района Столина свойственна базально-пойкилитовая кальцитовая цементация.

Сидерит встречается в верхних осветленных частях разреза пинской свиты под меловыми отложениями на Бобовнянском выступе и Полесской седловине, где образует редкую вкрапленность мелких буроватых кристаллов вблизи богатых железом глинистых прослоев. Широко распространен диагенетический сидерит в обогащенных органическим веществом глинах и глинистых алевролитах котлинской свиты. Здесь он слагает сферолиты и линзовидные конкреции, которые нередко сливаются в сплошную массу и образуют микропрослои.

Существенным постседиментационным преобразованиям подверглось глинистое вещество. Обломочные зерна каолинита, повсеместно распространенного глинистого минерала верхнепротерозойских отложений, служили затравками для новообразования каолинита. В высокопроницаемых песчаниках и алевролитах этот процесс сопровождался укрупнением частиц каолинита, формированием гармошковидных агрегатов, совершенствованием кристаллической структуры. Наряду с аутигенным каолинитом — продуктом аградации обломочного, широко развит также каолинит: (а) замещающий полевые шпаты, биотит и мусковит и (б) кристаллизовавшийся непосредственно из водных растворов в поровом пространстве песчано-алевритовых пород. Последний образует характерную звездчатую вкрапленность белого цвета, ярко выделяющуюся на красно-коричневом фоне пород рифея.

В глинистом веществе пород пинской свиты и вильчанской серии преобладают обломочные гидрослюды политипа 1Md. Процесс их аградации и новообразования гидрослюды наиболее ярко проявился в Припятском прогибе. Здесь наблюдается уменьшение количества монтмориллонитовых слоев, рост структурной упорядоченности гидрослюд с глубиной погружения; неред-

ки явно аутигенные гидрослюды политипа 1М. Как в Оршанской впадине, так и в Припятском прогибе установлено обогащение гидрослюд цементов песчано-алевритовых пород бором, который извлекался из насыщающих породы рассолов в процессе катагенетических преобразований. Песчаники и алевролиты пинской свиты вблизи контакта с верхнемеловыми отложениями в пределах Бобовнянского выступа содержат смешанослойные гидрослюдисто-монтмориллонитовые минералы с упорядоченным чередованием слоев. Они образуют тонкие пленочки на обломочных зернах. В открытых порах чешуйки смешанослойных минералов ориентированы перпендикулярно к поверхности кварцевых и полевошпатовых зерен и образуют полигональные сотовидные агрегаты, указывающие на аутигенную природу глинистого материала.

Среди постседиментационных сульфидных минералов в рифейских и вендских породах доминирует пирит, который образует рассеянную вкрапленность. В отложениях лиозненской, редкинской и котлинской свит он является продуктом диагенеза обогащенных органическим веществом глинистых осадков. На Бобовнянском выступе и Полесской седловине пирит приурочен к осветленным верхним частям разреза пинской свиты. Пиритизация здесь связана с фильтрацией вод позднемелового моря в содержащие окисное железо породы свиты и протеканием здесь сульфатредукции. В Припятском прогибе пирит часто ассоциирует с доломитом и ангидритом. Здесь пиритообразование обусловлено проникновением в верхнепротерозойские отложения рассолов девонского галогенеза.

Воздействие этих же рассолов вызвало образование сульфатных минералов в рифейских и вендских породах. Гипс встречается в верхней части верхнепротерозойской толщи Оршанской впадины. В песчаниках и алевролитах Припятского прогиба отмечается ангидрит, образующий рассеянную вкрапленность и гнездовые скопления. Редкие крупные кристаллы барита, выполняющие каверны, установлены в доломитах лапичской свиты в районе Осиповичей.

КЕМБРИЙСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ

В кембрийских отложениях присутствуют постседиментационные глауконит, фосфаты, пирит, доломит, кальцит, сидерит, гипс, барит, проявляются коррозия и регенерация кварца и полевых шпатов, разнообразные преобразования слюдистых минералов (Махнач, 1989; Абраменко, 1990).

Весьма характерный диагенетический минерал — глауконит. Он образует базальный цемент и шарообразные зерна. При уплотнении пород выделения глауконита изменяют свою первичную форму, приспосабливаясь к форме межзерновых промежутков.

Фосфатная минерализация формировалась на разных стадиях литогенеза кембрийских отложений. Масштабы ее проявлений незначительны и распределение ее по разрезу неравномерно. Диагенетические фосфаты образуют базальный цемент и округлые зерна. Фосфатное вещество буровато-желтое, слабо двупреломляющее или изотропное. Среди катагенетических фосфатов, представленных коллофаном, фторапатитом, реже витлокитом, выделяются три типа: идиоморфные гексагональные кристаллы с зональным строением, сферолиты, бесцветные призматические и овальные зерна.

С фосфатами и глауконитом часто ассоциирует пирит, представленный тонкозернистой массой и идиоморфными кристаллами, равномерно распределенными в фосфатном и глауконитовом цементах, в глинах и межзерновом пространстве песчаников.

Спорадически встречаются выделения доломита разной структуры, кальцит, корродирующий обломочные зерна, а в породах с примесью глауконита присутствует сидерит, который образует оторочки вокруг ромбоэдров доломита.

Отмечается диагенетическая и катагенетическая регенерация кварца и полевых шпатов. Участками значительно окварцованы песчаники, залегающие на мощной толще лонтоваских глин. Содержание кварцевого цемента регенерационного и базального типов составляет здесь около 20 %.

Слюды подвергались гидратации и выщелачиванию. Биотит замещается вееровидными образованиями вермикулита, иногда каолинитом, гидрослюдой, доломитом, сидеритом и апатитом.

В северо-западном районе распространения кембрийских отложений (зона сочленения Белорусской антеклизы, Латвийской седловины и Балтийской синеклизы), где развиты сульфатные отложения освейского горизонта среднего девона, присутствует катагенетическая гипсовая минерализация (см. рис. 14.1д). Образование гипса в нормально-морских кембрийских отложениях обусловлено влиянием рассолов среднедевонского галогенеза. Признаками вторичной природы гипса выступают его приуроченность к наиболее проницаемым породам, часто абсолютно лишенным глинистого материала, пойкилитовый, крустификационно-поровый характер гипсового цемента, присутствие продуктов постседиментационных преобразований, невозможных в условиях первичной гипсовой цементации (регенерация полевых шпатов, глауконитизация) (см. рис. 14.1е).

Баритовый цемент, в отличие от гипсового, присутствует в породах, распространенных в северо-западном районе и в Подлясско-Брестской впадине. Содержание барита в тяжелой фракции пород достигает 30 %. Пойкилитовый баритовый цемент местами запечатывает выделения доломита и регенерированные кварцевые зерна. Характерной особенностью пород с баритовым

87. Зак. 5046.

цементом является повышенное содержание в них измененных калиевых полевых шпатов. Это указывает на источник бария для образования барита, чем является изоморфная примесь в полевых шпатах.

ОРДОВИКСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Для отложений этого возраста наиболее полно изучен постседиментационный гипс, который встречается в зоне сочленения Белорусской антеклизы, Латвийской седловины и Балтийской синеклизы, т.е. там, где выше по разрезу распространена толща пластовых гипсов освейского горизонта среднего девона. С воздействием на ордовикские породы рассолов освейского эвапоритового бассейна и связано образование гипса в карбонатных ордовикских отложениях (Махнач, Ропот, Лашков и др., 1984; Махнач, 1989).

Распределение включений гипса не подчиняется стратиграфическому контролю: они приурочены к отложениям почти всех горизонтов ордовика. Породы этих горизонтов содержат обильные и разнообразные палеонтологические остатки (брахиоподы, мшанки, кораллы, цефалоподы, трилобиты и др.), указывающие на весьма благоприятные условия обитания мелководного морского бентоса и на постседиментационную природу гипса.

Различаются следующие морфологические типы гипсовых образований: (а) довольно крупные (1—5 см) гнезда и желваки, а также корочки и отдельные кристаллы в карбонатно-глинистых прожилках типа зачаточных стилолитов и карбонатно-глинистой массе, цементирующей известняковые обломки; (б) вертикальные и субвертикальные, реже горизонтальные, четко очерченные прожилки гипса мощностью 1—10 мм, представляющие собой тектонические разрывы; (в) выделения гипса, локализованные в полостях, образованных по органическим остаткам; (г) гипсовый поровый цемент в оолитовых известняках.

Гипс представлен, как правило, агрегатом пластинчатых или игольчатых кристаллов, реже отдельными пластинками, еще реже зернистой массой. Иногда в желваках наблюдается зональность, характеризующаяся развитием каймы (до 3 мм) селенита по периферической части выделения и зернистого гипса в центре. Цвет гипсовых гнезд обычно ярко-розовый, реже бледно-розовый, оранжевый. Отдельные кристаллы прозрачны и имеют светло-розовую или светло-желтую окраску; в редких случаях они бесцветны.

ДЕВОНСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Постседиментационные изменения девонской толщи весьма многоплановы в связи с разнообразным вещественным составом отложений, большим диапазоном условий залегания, тектонических и гидрогеологических обстановок. В девонских отложениях широко представлены продукты как диагенеза, так и катагенеза разных типов (Махнач, Шевченко, Курочка, 1966; Лупинович и др., 1968; Кислик, Лупинович, 1969; Конищев, 1975; Ажгиревич, 1976; Шиманович, 1978, 1982; Демидович, 1979; Махнач, 1980, 1989; Девонские ..., 1982; Самодуров, 1982; Михайлов, 1991; Махнач, Гулис, 1993_{2-4} и др.).

Припятский прогиб

Карбонатные и карбонатно-глинистые подсолевые и межсолевые отложения

В отложениях депрессионных и углубленно-шельфовых фаций межсолевой толщи часто встречаются *карбонатные конкреции*. Их наибольшее количество присутствует в елецком и петриковском горизонтах, меньше конкреций в породах задонского горизонта. Породы, вмещающие конкреции, представлены мергелями, карбонатными глинами и аргиллитами, а сами конкреции — известняками, глинистыми известняками, реже мергелями. Размер конкреций достигает 15 см; форма линзовидная, эллипсоидная, лепешковидная. Располагаются они согласно слоистости вмещающих пород. Интересной разновидностью карбонатных конкреций межсолевой толщи являются конкреции с пиритовыми оторочками, имеющими ширину от долей до нескольких сантиметров. Такими конкрециями переполнены мергели и карбонатные аргиллиты петриковского горизонта Северо-Малодушинской площади. Разница в карбонатности конкреций и вмещающего субстрата в среднем составляет около 50 %; конкрециеобразователем чаще всего служит кальцит. Формирование конкреций происходило на стадии диагенеза и связано с мобилизацией органогенной углекислоты, генерировавшейся в процессе бактериальной сульфатредукции. Об этом свидетельствует изотопный состав углерода конкреций, существенно облегченный по сравнению с вмещающим карбонатом.

Карбонатные, глинисто-карбонатные и карбонатно-глинистые отложения девонской толщи испытали значительное *геостатическое уплотнение*, которое имело место на стадиях диагенеза и катагенеза. Об уплотнении свидетельствует поинтервальное распределение средних значений открытой пористости глинистых известняков межсолевой толщи (на глубинах менее 1500 м — 5,8%, в интервале 1500—2500 м — 4,2, 2500—3500 м — 3,8, на глубинах свыше 3500 м — 1,9%). На имевшее место уплотнение указывают также огибание конкреций слоями вмещающих пород и наличие в последних стилолитов.

Девонским карбонатным породам присуща постдиагенетическая *перекристаллизация* различных мор-

фологических типов. Встречаются рассеянная, агрегатно-рассеянная, кружевная, пятнистая, крустификационная, прожилковая, базально-цементационная, сплошная перекристаллизация. Наиболее перекристаллизованы чистые от глинистой примеси органогенные породы.

Осадки и породы в значительной степени подверглись *трещинообразованию*. Встречаются литогенетические (диагенетические) и тектонические (катагенетические) трещины. Среди первых присутствуют трещины напластования и внутрислойные. Более широко распространены трещины напластования. Их ширина измеряется долями миллиметра, а протяженность — миллиметрами. Выполнены они халцедоном, кальцитом, пиритом и глинистым веществом. Развиты преимущественно в существенно глинистых породах. Внутрислойные трещины (доли миллиметра — первые единицы миллиметров) перпендикулярны к слоистости, наиболее характерны для маломощных (0,5—5 см) карбонатных слойков, локализованных в карбонатно-глинистых отложениях; выполнены кварцем, халцедоном и кальцитом.

Тектонические трещины обычно секущие, прямые, крутопадающие, нередко вертикальные, часто образуют параллельные и субпараллельные системы трещиноватости (рис. 14.2а). Ширина трещин от долей миллиметра до 1 см и более. Выполнены тектонические трещины кальцитом, ангидритом, доломитом, галитом, пиритом, кварцем. Повышенная тектоническая трещиноватость приурочена к приразломным зонам, здесь нередко встречаются тектонические брекчии.

В карбонатных породах девона нередки поры и каверны *выщелачивания*. Поры выщелачивания хорошо распознаются, если они сформированы по органогенным остаткам, каверны же в большинстве случаев характеризуются карстовой природой. Основную роль в выщелачивании карбонатных девонских пород играли атмосферные и морские воды, действие которых осуществлялось при перерывах в осадконакоплении. Поэтому наиболее пористые и кавернозные породы приурочены к уровням региональных перерывов в седиментации и к отложениям гипсометрически наиболее высоких участков приразломных поднятий (головных частей ступеней и прислоненных флексур опущенных крыльев межзональных разломов).

В карбонатных разрезах широко проявлена *доломитизация*. Наряду с седиментационно-диагенетическими доломитами распространены катагенетические, образовавшиеся в результате метасоматического замещения известняков. Доказательствами метасоматического характера доломитизации выступают пятнисто-линзообразное неравномерное распределение доломита в породах, присутствие ассимилированной фауны нормально-морского биоценоза, сахаровидный облик доломитов. Вопрос о природе катагенетической доломитизации до конца не ясен. Предполагается, что она, в частности, протекала под влиянием высокоминерализованных рассолов, поступавших в подсолевые и межсолевые отложения из эвапоритовых бассейнов и толщ позднефранского и позднефаменского возраста. Об этом свидетельствует увеличение относительного содержания кальция в современных рассолах, насыщающих межсолевые и подсолевые отложения, по сравнению с рассолами жидких включений в галите соленосных толщ. Не исключено, что доломитизация протекала также в древних зонах смешения морских и пресных вод при перерывах в осадконакоплении. Поэтому наиболее интенсивно доломитизированными оказались породы, залегающие в сводовых частях приразломных поднятий.

Широко развита *катагенетическая минерализация в порах, кавернах, трещинах, гнездах*. Она представлена карбонатными, сульфатными, сульфидными минералами, галитом, флюоритом, кварцем (см. рис. 14.2б, в).

Кальцит в пустотном пространстве пород молочно-белый, розовый, образует кристаллы пирамидальной, скаленоэдрической и более сложных форм, имеющие структуру от микро- до грубозернистой. Доломит обычно присутствует в виде белых ромбоэдрических и субромбоэдрических кристаллов со структурой от микро- до грубозернистой. Иногда кристаллы имеют регенерированные грани.

Ангидрит, выполняющий пустоты в породах, белый, голубовато-серый, реже розовый, иногда прозрачный, бесцветный, образует короткостолбчатые, удлиненно-таблитчатые, игольчатые и шестоватые кристаллы размером до 1,0—1,5 см и более. В одних случаях отмечаются плотные агрегаты, состоящие из беспорядочно-спутанных кристаллов, в других — отдельные, иногда одинаково ориентированные, редко со штриховкой, пластинки. Распределение катагенетического ангидрита в подсолевых и межсолевых отложениях носит региональный, аформационный и афациальный характер. Он встречается в отложениях всех стратиграфических горизонтов и разных фаций: шельфовой, глубоководной, вулканогенно-осадочной. Чаще других породой, вмещающей катагенетический ангидрит, является доломит. Вместе с тем, отмечается сульфатная минерализация в известняках, аргиллитах, туфах и туффитах. Нередко устанавливается пространственная ассоциация ангидрита с остатками фауны (в том числе стеногалинной) или следами ее былого присутствия, что ярко демонстрирует геохимическое противоречие между "эвапоритовыми" условиями ангидрита и нормально-морской средой формирования вмещающей матрицы. Ангидрит образовался в среде эвапоритовых рассолов, поступавших в карбонатные, карбонатно-глинистые и вулканогенно-осадочные породы на стадии их катагенеза. Это рассолы галогенеза, запечатленного в девонском разрезе дву-

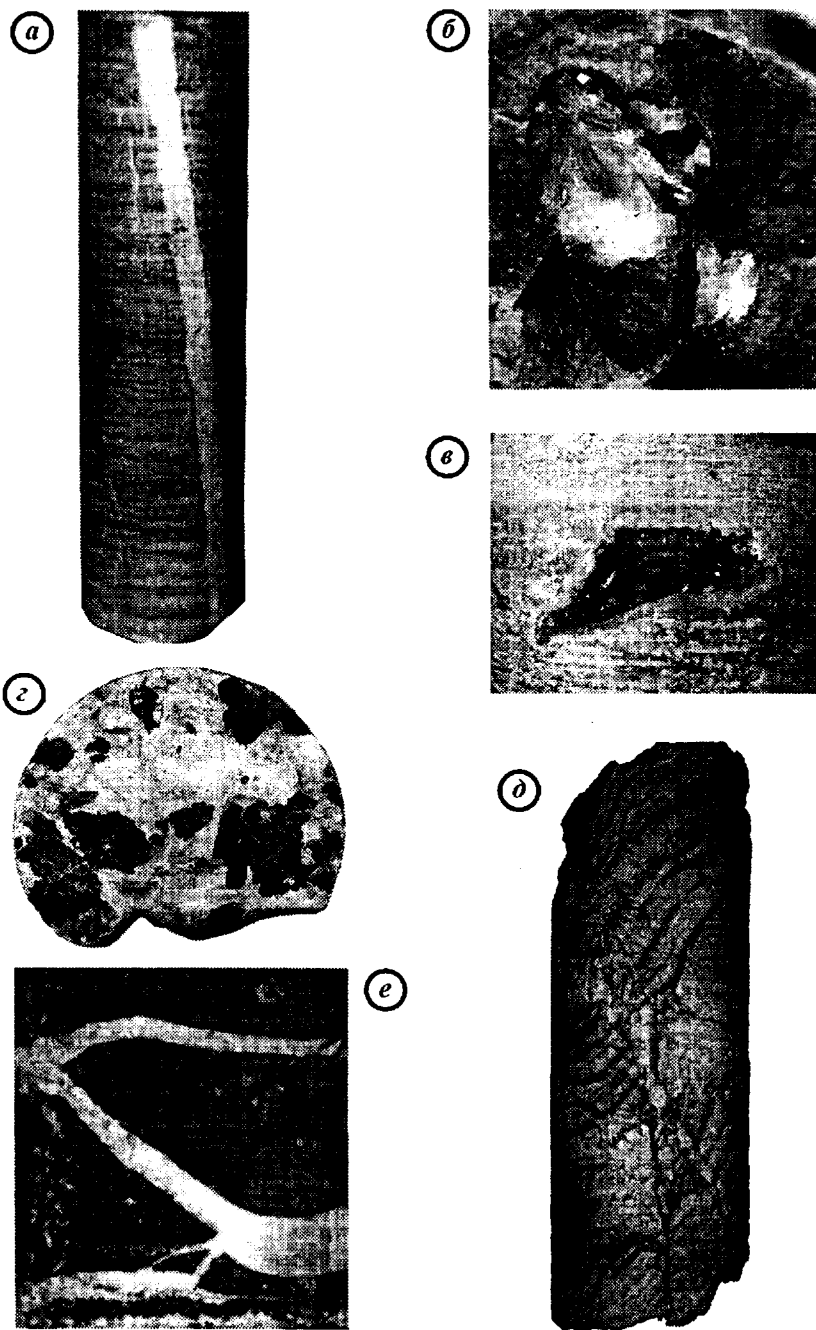


Рис. 14.2. Постседиментационные изменения верхнедевонских отложений Припятского прогиба (фотографии керна).

а — тектоническая трещина в известняке, выполненная кальцитом, скв. Сосновская 41, гл. 2867–2888 м, межсолевая толща, задонский горизонт, ум. 7; б — крупнопластинчатый ангидрит и ромбоэдры доломита в каверне по раковине в доломитовой породе, скв. Холопиничская 1, гл. 2310—2317 м, межсолевая толща, задонский горизонт, ув. 1; в — каверна, заполненная галитом в доломитовой породе, скв. Савичская 9, гл. 3198—3206 м, подсолевая карбонатная толща, семилукский горизонт, нат. вел.; г — розетки гипса в ангидрите, Бриневское гипсовое месторождение, скв. 2, гл. 581—582 м, верхняя соленосная толща, оресский горизонт, ум. 2,1; д — сильно дислоцированный глинистый известняк со вторичным гипсом, Бриневское гипсовое месторождение, скв. 8, гл. 604—607 м, верхняя соленосная толща, оресский горизонт, ум. 3,5; е — прожилки поперечно-волокнистого гипса в доломитовой глине, скв. Листопадовская 87, гл. 305—307 м, надсолевая толща, стрешинский горизонт, ум. 2,1.

мя мощными соленосными толщами и многочисленными эвапоритовыми горизонтами внутри подсолевого и межсолевого комплексов.

Наряду с ангидритом, выполняющим поры, каверны и трещины, широко распространены также ангидритовые гнезда-желваки, плотно упакованные во вмещающих карбонатных и карбонатно-глинистых породах. Размер таких гнезд достигает 5—6 см; сложены они белой, голубовато-серой, розовой массой тонкокристаллической структуры. Желваки ангидрита встречаются в отложениях среднего и верхнего девона (ланского, речицкого, воронежского, задонского, елецкого, петриковского горизонтов). Их образование происходило на стадии нелитифицированных отложений.

Гораздо реже катагенетическая сульфатная минерализация представлена целестином и баритом, которые образуют крупнокристаллические агрегаты, состоящие из бесцветных и розовых игольчатых и шестоватых кристаллов размеров 0,5—2,0 мм.

Припятский прогиб — один из немногих осадочно-породных бассейнов мира, где довольно широко распространен катагенетический галит в подсолевых и межсолевых отложениях. Массы его крупных прозрачных бесцветных, реже желтоватых кристаллов, иногда относительно тонкозернистые агрегаты белого или желтовато-оранжевого цвета залечивают каверны, поры, тектонические трещины, стилолитовые швы в карбонатных и карбонатно-глинистых и вулканогенно-осадочных породах. Галитовая минерализация встречается на разных стратиграфических уровнях межсолевого комплекса и практически во всех горизонтах девонских подсолевых отложений. Ее формирование обусловлено деятельностью рассолов верхней и нижней соленосных толщ.

Пирит в порах, кавернах и трещинах образует агрегаты кристаллов кубической, октаэдрической и пентагондодекаэдрической формы. Грани гладкие, шероховатые, ступенчатые, ямчатые. Размер кристаллов 0,1—0,5 мм. Гораздо реже встречаются другие сульфиды: сфалерит, галенит, халькопирит, халькозин, антимонит.

Флюорит слагает зернистые агрегаты и отдельные зерна кубического габитуса. Кристаллы имеют величину до 0,5 см, обычно прозрачны и бесцветны, изредка светло-сиреневого цвета. На гранях отмечается комбинационная штриховка, параллельная двум направлениям ребер.

Катагенетический кремнезем представлен розетковидными сферолитовыми образованиями тонкокристаллического кварца (халцедона), реже хорошо ограненными пирамидальными бесцветными кварцевыми кристаллами размером до 0,5 см.

При изучении постседиментационных изменений межсолевых и подсолевых девонских отложений прогиба внимание уделялось не только минеральным компонентам пород, но и органическому веществу. Степень антралитификации рассеянного органического вещества, оцененная по отражательной способности витринита, наиболее полно изучена для межсолевой толщи. Установлено, что в верхней части межсолевого разреза преимущественно распространен витринит марки Д (стадия длиннопламенных углей). Витринит других марок здесь не встречается. Максимальное количество (70 %) случаев встречаемости витринита Д приходится на глубины 2300—2900 м. Глубже фиксируются его единичные находки. Витринит марки Г (стадия газовых углей) появляется уже с глубины 2600 м, максимальное количество (42 %) случаев зарегистрировано в интервале 2900—3200 м. Вниз по разрезу частота его встречаемости начинает снижаться. С глубины 3200 м появляется витринит Ж (стадия жирных углей), в интервале 3200—3500 м зафиксировано 80 % всех случаев. В этом же интервале межсолевой толщи обнаружен один образец с витринитом марки К (стадия коксовых углей). Таким образом, интенсивность постдиагенетических преобразований пород межсолевой толщи, в основном, соответствует градациям $МК_1$, $МК_2$, $МК_3$ мезокатагенеза по шкалы Н.Б. Вассоевича.

Преобразованность подсолевых отложений несколько более высокая ($МК_4$, $МК_5$ и, возможно, начало апокатагенеза).

Терригенные подсолевые и межсолевые отложения

Постседиментационными изменениями в той или иной мере затронуты все основные компоненты терригенных пород. Важной постседиментационной их особенностью является также образование аутигенных цементов.

Для *кварца* характерна коррозия глинистым и карбонатным веществом. Этот процесс выражается как незначительным, так и почти полным замещением зерен, когда от первичного обломка остаются лишь реликты. Нередко встречаются регенерированные зерна кварца. Регенерационная кайма, оптически не отличающаяся от первичного зерна и захватывающая либо незначительные участки зерна, либо все зерно по периметру, в большинстве случаев четко отделяется от обломочного зерна глинистыми продуктами, реже пленкой железистого минерала, которые не препятствуют регенерации.

Полевые шпаты, представленные, в основном, калиевыми разновидностями, изменены значительно сильнее кварца. Большинство зерен полевых шпатов пелитизировано, многие серицитизированы. Для полевых шпатов характерны коррозия и замещение глинистым и особенно карбонатным веществом цемента. Интенсивность замещения — от незначительных участков зерен до псевдоморфоз. Характерен процесс регенерации калиевых полевых шпатов. Регенерационная кайма

бывает отделена от первичного зерна глинистой пленкой, но чаще она хорошо распознается по неизмененности по сравнению с пелитизированным первичным зерном. Иногда достройка зерна полевого шпата идет до характерной для этого минерала формы. Регенерационный полевой шпат наследует спайность обломочного зерна.

Сильным постседиментационным изменениям подвергся *биотит*. Наиболее характерной особенностью его преобразования является гидратация, выражающаяся в обесцвечивании, снижении интерференционной окраски, плеохроизме в зеленоватых тонах. Гидратация сопровождается разбуханием, механическим разрушением биотита. Для биотита характерен также процесс хлоритизации, интенсификация которого происходит вниз по разрезу. При этом снижается интерференционная окраска минерала, в ряде случаев он становится почти изотропным, появляются зеленая окраска и плеохроизм, свойственный хлориту. Процессы гидратации и особенно хлоритизации нередко сопровождаются "аморфизацией" минерала: он начинает терять спайность, практически не двупреломляет, контуры пластинок становятся нечеткими. Процессы изменения биотита предшествуют интенсивной пиритизации минерала и сопровождают ее. Новообразования пирита растут между соседними пластинами биотита и раздвигают их.

Изменения *мусковита* незначительны. Лишь иногда у него появляются зеленоватый оттенок и плеохроизм в зеленых тонах, указывающие на гидратацию.

Глинистым минералам присущи два основных постседиментационных процесса: каолинитизация и гидрослюдизация. Отмечается резкое возрастание каолинита в песчаных и гравийных породах по сравнению с глинистыми. Основная причина такого распределения состоит в большей проницаемости для подземных вод гравийно-песчаных пород по сравнению с глинистыми и наличием в первых "строительного материала" (полевых шпатов) для новообразования каолинита. Явно аутигенная удлиненно-пластинчатая гидрослюда 1М, образующаяся в результате изменения смешанослойных монтмориллонит-гидрослюдистых фаз и по другим компонентам пород (полевым шпатам, слюдам), появляется с глубины 3000—3200 м. Ее содержание растет вниз по разрезу. В более верхних частях разреза доминирует обломочная гидрослюда 2М и гидрослюда 1Md. Аутигенная природа части последней также не исключается, поскольку политип 1Md — минеральная фаза, предшествующая 1М при синтезе.

Минеральные превращения глинистого вещества сопровождаются изменением его физических и физико-химических свойств. Так, с глубиной отчетливо проявляется увеличение объемного веса глинистых пород. Например, в разрезе скв. Боровская 1 в интервале 1196—1207 м залегают межсолевые породы с объемным весом 2,28—2,31 г/см^3, в то время как на значительно больших глубинах в скв. Западно-Валавская 2 (3200—3220 м) объемный вес глинистых пород составляет 2,46—2,51 г/см^3. С глубиной уменьшается пористость глинистых пород. В интервале глубин 1500—2500 м среднее значение открытой пористости межсолевых пород с содержанием глинистого компонента свыше 75 % равно 9,8 %, в интервале 2500—3500 м — 1,8, на глубинах свыше 3500 м — 0,5 %. Отмеченная трансформация физических свойств глинистых пород является отражением процесса аргиллитизации глин. В неглубоко залегающих породах встречаются пластичные, хорошо размокающие глины. С увеличением глубины они переходят в аргиллитоподобные глины, а затем на глубинах 3200—3400 м — в аргиллиты. Глинистое вещество межсолевых и подсолевых пород характеризуется низкой обменной емкостью (6—23 мг-экв на 100 г). Это, а также соотношение обменных катионов (Ca >Mg > K > Na) — следствие постседиментационной гидрослюдизации в среде подземных рассолов, богатых кальцием.

Карбонатный, сульфатный и галитовый постседиментационные цементы — важная черта терригенных пород подсолевой и межсолевой толщ. Выделяются два типа карбонатного цемента. Первый представлен перекристаллизованными карбонатными минералами, унаследованными от стадии седиментации, второй — карбонатами, образовавшимися на стадии катагенеза. Последние приспосабливаются к очертаниям пустот в породах, ассоциируют с менее распространенным ангидритовым цементом.

На ряде участков межсолевые и подсолевые песчаники содержат галитовый цемент. Иногда кроме галита в состав цемента входят доломит и ангидрит. Доказательством катагенетического характера галитовой цементации таких пород служит присутствие в них конформных контактов между обломочными зернами и хорошо оформленных регенерационных каемок на полевошпатовых зернах. Эти постседиментационные признаки указывают на то, что на определенных этапах породы не содержали галитового цемента.

Соленосные отложения и их фациальные аналоги

Соленосные породы отличаются от всех других осадочных образований своей высокой растворимостью, которая определяет главные черты постседиментационных трансформаций. Важной чертой галогенных осадков является также высокая изначальная обводненность отложений каменной соли, сильвинита, карналлита и ассоциирующих с ними прослоев и пластов карбонатов, сульфатов и соляных глин (галопелитов).

В большинстве случаев стадиально-литогенетическую принадлежность постседиментационных преобразований солей определить сложно, т.к. первично-осаж-

денные хлоридные минералы могли подвергаться воздействию подземных вод разного происхождения, состава и минерализации на всех стадиях литогенеза.

Уже на диагенетической стадии происходила собирательная перекристаллизация галогенных пород — укрупнение зерен эвапоритовых минералов. В результате структура соляных пород становилась более крупнозернистой, первичные структуры (в том числе шевронового типа) исчезали, пористость уменьшалась, кристаллы очищались от примесей. К этому классу явлений относятся, очевидно, и такие катагенетические образования как выделения гигантозернистой (шпатовой) соли, отлагающейся из фильтрующихся рассолов. Такая соль, как правило, тяготеет к проницаемым зонам разломов.

Сильнее всего перекристаллизована соль галитовой субформации, как наиболее чистая, мономинеральная и образующая мощные пласты, вовлеченные в галокинез практически сразу после накопления. В условиях тектонического стресса перекристаллизация каменной соли в водонасыщенной среде привела к формированию флюидальных структур (структур течения), характеризующихся образованием агрегатов удлиненных (до 2—4 см) и уплощенных, слабо сцементированных между собой кристаллов соли, легко рассыпающихся при ударе.

Цементация солевых пород осуществлялась тем же веществом, которым слагается кристаллозернистая матрица. Заполнение пор происходило как путем механического уплотнения и перегруппировки достаточно хрупких кристаллов, так и путем выпадения солей из рассолов.

Уплотнение девонских соленосных пород сопровождалось уменьшением пористости с 50—60 до 3—5 %. Это приводило к высвобождению и миграции больших объемов межкристальных рассолов, которые в значительной мере определили характер катагенетических преобразований пород галогенных формаций. В ходе уплотнения солевых пород под воздействием аномально высокого пластового давления образовывались субвертикальные трещины гидроразрыва, секущие несолевые прослойки, реже слои каменной и калийных солей. Такие трещины заполнены волокнистым галитом — белым в галитовой подтолще, оранжевым и красным, реже голубым в калиеносной подтолще и нижней соленосной толще. Нередко трещинная соль красная даже тогда, когда соединяемые трещиной выше- и нижележащие прослои каменной соли имеют светлую окраску. Часто отмечается покраснение зеленовато-серых галопелитовых пород около трещин гидроразрыва.

Рассеянная разгрузка менее минерализованных рассолов из уплотняющихся галопелитовых и галитовых горизонтов в сильвинитовые и карналлитовые пласты приводила к замещению сильвина и карналлита галитом, карналлита сильвином. Также, при воздействии на породы чуждых для них рассолов, осуществлялась карналлитизация сильвина. В зависимости от полноты протекания такого рода процессов возникали как структуры, в которых первичные минералы лишь в большей или меньшей степени корродированы, так и структуры полного растворения и замещения исходных минералов менее растворимыми. Часто границы между зернами сильвина и карналлита инкрустированы микрозернистым галитом высаливания, придающим породе петельчатый облик.

На Старобинском месторождении калийных солей зоны замещения сильвинитов каменной солью достигают 300—400 м в поперечнике. Они сложены водяно-прозрачным галитом обычно шпатового облика, хотя присутствует и соль разнозернистой структуры с многочисленными включениями галопелитового материала и отдельными гнездами вторичного молочно-белого сильвина. В центральной части зон замещения галит бесцветен или окрашен в желтоватый цвет, довольно часто встречаются выделения галита голубой и синей окраски. Вблизи контакта с неизмененными, не подвергшимися выщелачиванию пластами сильвинитов каменная соль сохраняет красный цвет.

Для Припятского прогиба очень характерно явление древнего, а в некоторых случаях и современного выщелачивания солей неглубоко залегающими водами зоны активного водообмена. На Старобинском месторождении при выщелачивании в первую очередь выносятся $CaCl_2$ и $MgCl_2$, после которых удаляется KCl и, наконец, растворяется NaCl. При выщелачивании карналлита вначале выносится $MgCl_2$ и образуется сильвин, наследующий красящее вещество (гематит, гидрогетит) исходного минерала. Последующее растворение как вторичного сильвина, так и собственно сильвинитовых пород приводит к образованию ярко-красной каменной соли (псевдосильвинита). После завершения растворения солей калиеносной подтолщи остаются брекчированные и сульфатоносные несолевые и гематитовые прослои, слагающие нижнюю часть надсолевой толщи. Выщелачивание солей галитовой подтолщи подземными и поверхностными водами привело к образованию брекчий кепрока. В конечном итоге сформировалась поверхность выщелачивания, известная под названием соляного зеркала, срезающая галогенную формацию на разных глубинах и разных стратиграфических уровнях. По периферии развития соленосных толщ образовались, кроме того, протяженные в плане зоны, трассирующие продвижение фронта выщелачивания и проявляющиеся мульдами оседания более молодых пород.

Ярко проявлены постседиментационные процессы на Бриневском гипсовом месторождении, расположенном в околосолевой зоне — близ западной грани-

цы распространения верхнефаменской толщи хлоридных солей. Здесь в лебедянско-оресских сульфатных и мергельно-глинистых породах с прослоями доломитов и песчаников, являющихся фациальными аналогами соленосных отложений, широко развит вторичный гипс. Его розовато-оранжевые и белые агрегаты, состоящие из поперечно-шестоватых и изометричных кристаллов, слагают разноориентированные протяженные прожилки шириной в единицы и десятки миллиметров. В песчаных и оолитовых породах отмечается пойкилитовый гипсовый цемент. Часто в цемент погружены регенерированные полевошпатовые зерна, что указывает на вторичность цементации.

В нижней части сульфатоносного разреза залегают белые массивные ангидриты, которые содержат розетки коричневого пластинчатого гипса (см. рис. 14.2г). Крупные кристаллы гипса в розетках иногда растут из одного центра, образуя кластеры. Вверх по разрезу эти породы сменяются массивными крупнокристаллическими гипсами с прослоями несульфатных пород, которые несут вторичную гипсовую минерализацию. Такое строение литологического разреза свидетельствует о протекании здесь постседиментационных процессов гидратации ангидритов и переотложения сульфатного материала в полостях пород.

На разных гипсометрических уровнях сульфатоносной толщи Бриневского месторождения обнаружены исключительно сильно дислоцированные, со слоями, "стоящими на головах", разбитые гипсовыми прожилками и сцементированные гипсом брекчированные глинисто-карбонатные породы (см. рис. 14.2д). Не исключено, что их деформирование было связано не только с разломной тектоникой, но также с пучением ангидрита при гидратации и обрушениями, вызванными подземным выщелачиванием соляных пород, некогда залегавших в пределах месторождения.

Надсолевые отложения

Чрезвычайно важная постседиментационная особенность надсолевой толщи — довольно широкое распространение гематитовых прослоев в карбонатно-глинистых породах ее нижней (гипсоносной) части. Гематит и другие оксиды железа, как известно, интенсивно прокрашивают сильвинитовые породы, реже каменную соль. Поэтому слоеподобное присутствие гематита в нижней части надсолевых отложений указывает на то, что она представляет собой остаточный продукт подземного выщелачивания верхних горизонтов верхнефаменской соленосной формации (Лупинович и др., 1968).

В надсолевых отложениях широко развита гипсовая постседиментационная минерализация. Вторичный, в том числе породообразующий (гидратированные сульфатные пласты) гипс особенно обилен в любанских слоях стрешинского горизонта. Реже он присутствует в полесских отложениях.

Постседиментационная природа гипса в надсолевой толще отражена в условиях его локализации в породах и взаимоотношениях с другими минералами. Наиболее распространенная форма проявления гипса, агрегатам которого присуща белая и розовато-оранжевая окраска, — вертикальные, наклонные и горизонтальные прожилки (шириной от нескольких миллиметров до нескольких сантиметров), секущие глины и мергели (см. рис. 14.2е). Эти прожилки образованы по постлитификационным трещинам и обычно имеют поперечно-волокнистую текстуру сложения. Пласты песчаников, залегающих в преимущественно глинисто-мергельном надсолевом разрезе, нередко содержат пойкилитовый, в основном поровый, гипсовый цемент, вторичная природа которого устанавливается по запечатыванию им идиоморфных регенерационных наростов на обломочных зернах кварца и полевого шпата. О генетической сопряженности гипсообразования в стрешинском горизонте с рассолами выщелачивания эвапоритов дает основание говорить также наличие заполненных гипсом псевдокубических полостей, образовавшихся в результате растворения кристаллов галита.

К числу постседиментационных образований надсолевой толщи, связанных с деятельностью рассолов выщелачивания, относятся также редко встречающиеся на Старобинском месторождении прожилки очень чистого прозрачного галита с волокнистой текстурой.

Значительная роль среди постседиментационных продуктов надсолевой толщи принадлежит кальциту. Известковая цементация зафиксирована в песчаниках и гравелитах старобинских, ствижских и боровских слоев полесского горизонта. Содержание цемента достигает 20—40 %. Он обычно крупнокристаллический и пойкилитовый. В песчаных породах довольно широко развита регенерация полевых шпатов и кварца. Свежесть и идиоморфизм достроенных частей регенерированных зерен и локализация последних в пойкилобластах кальцитового цемента, который нередко корродирует регенерационные минералы, не оставляют сомнений в том, что кальцит постдиагенетический.

В старобинских и ствижских слоях нередко встречаются вертикальные и наклонные, реже горизонтальные тектонические трещины с кальцитом, секущие протяженные штуфы мергелей и глинистых доломитов. Ширина трещин от 1—2 до 12—15 мм. Выполнены они агрегатами белых, желтоватых, прозрачных кристаллов размером до 2—3 мм. Зальбанды трещин иногда сложены кальцитом более мелким, чем их внутренняя часть.

Характерной формой вторичного карбонатообразования в надсолевых отложениях являются горизонтальные, реже наклонные и вертикальные прожилки мощностью до 3 см белого и серого шестоватого кальцита. Эти новообразования, которых особенно много в

ствижских слоях, обычно локализованы в карбонатных глинах и мергелях и, по всей вероятности, представляют собой продукт кристаллизации карбоната кальция при отжиме растворов из глинистых отложений в трещины гидравлического разрыва.

Интересны заполнения мелко-среднезернистым кальцитом псевдокубических полостей выщелачивания кристаллов галита в глинистых отложениях нижней части старобинских слоев Шатилковской депрессии. Здесь галогенные отложения поднимаются до уровня полесского горизонта и процессами катагенеза в среде рассолов выщелачивания охвачены нижние интервалы несолевого разреза старобинских слоев.

В надсолевой толще отмечается барит-целестиновая минерализация. Она приурочена к глинисто-карбонатным породам полесского горизонта, имеет локальное распространение и контролируется зонами повышенной трещиноватости. Это длиннопризматические кристаллы целестина и таблитчатые барита в гнездах и прожилках, а также сгустково-желваковые барит-целестиновые агрегаты.

Во всех типах пород и на разных стратиграфических уровнях полесского горизонта встречаются пирит, марказит, сфалерит, реже — вюртцит и галенит. Сульфидные минералы образуют конкреционные, мелковкрапленные, гнездово-прожилковые выделения, которые сформировались на разных стадиях литогенеза.

Глинисто-карбонатные отложения верхней части старобинских слоев окремнены. В северной зоне прогиба этим процессом повсеместно охвачена пачка пород между корреляционным туффитом и первым горючесланцевым горизонтом. Окремнение представлено молочно-белыми сферолитовыми кварц-кварциновыми агрегатами, образующими гнезда, прожилки и прослои. Строение сферолитов радиально-волокнистое, в них также присутствует зернистый кварц. Окремнение связано с постседиментационным изменением туфогенного материала.

Разложением пирокластического материала обусловлено также наличие палыгорскита в мергельных породах ствижских и боровских слоев северной зоны прогиба.

Преобразованность органического вещества надсолевых отложений невысокая — не выходит за пределы протокатагенеза по Н.Б. Вассоевичу (буроугольная стадия).

Территория за пределами Припятского прогиба (Белорусская антеклиза, Оршанская впадина, Латвийская и Жлобинская седловины)

Нижне-среднедевонская толща

Важнейшими продуктами постседиментационного преобразования нижне-среднедевонской толщи являются кальцит и гипс.

Катагенетический кальцит наиболее широко распространен в витебском, адровском и городокском горизонтах. В витебских и адровских породах он заполняет и инкрустирует поры и каверны постлитификационного выщелачивания размером до 2—4 см, слагает цемент оолитовых и песчаных пород. Установлено два характерных типа кальцитового цемента — сплошной пойкилитовый, присущий пресноводно-фреатической зоне, и менисковый, свойственный вадозной зоне. Постседиментационная природа кальцитового цемента доказывается запечатыванием в нем регенерационного полевого шпата, причем кальцит корродирует регенерационную кайму. Кальцитовые агрегаты пор и каверн сложены, как правило, хорошо оформленными бесцветными, желтоватыми и розоватыми, всегда прозрачными кристаллами скаленоэдрического, ромбоэдрического и гексагонально-таблитчатого габитуса. Их размер достигает 2—10 мм.

В доломитовых породах городокского горизонта форма проявления кальцитовой минерализации разнообразна. Во-первых, это постлитификационные прямые и четко очерченные вертикальные жилки, возникшие по тектоническим трещинам, шириной 2—3 мм, и друзовые агрегаты в кавернах (рис. 14.3а); во-вторых, многочисленные субгоризонтальные и субвертикальные тонкие (от долей миллиметра до 3 мм) и короткие залеченные кальцитом пустоты усыхания; в-третьих, заполненные нацело или частично кальцитом полости в доломитах, имеющие форму кубов с вогнутыми гранями и размер 2—6 мм. Эти псевдокубические пустоты, повидимому, представляют собой следы растворения единичных кристаллов галита в неполностью литифицированных карбонатных отложениях. Как и в витебско-адровской части разреза, в городокском горизонте кристаллам кальцита свойственны скаленоэдрическая и ромбоэдрическая форма и прозрачность. Они, как правило, бесцветны, их размер достигает 3—5 мм.

Постседиментационный кальцит нижне-среднедевонской толщи на территории за пределами Припятского прогиба сформировался при значительном участии пресных подземных вод. На это указывают морфологическое и оптическое совершенство кристаллов, свойственное минеральным индивидам, росшим медленно из существенно разбавленных растворов; присутствие менискового и сплошного пойкилитового цементов, типичных соответственно для вадозной и пресноводно-фреатической зон; ассоциация кальцита с продуктами окисления сульфидов.

Постседиментационный гипс в виде пойкилитового цемента песчаников и оолитовых доломитов, гнезд, желваков и выполнения трещин в доломитах и мергелях широко распространен в витебских и адровских породах, которые перекрываются пластовым гипсом освейского горизонта. Гипсовый цемент в песчани-

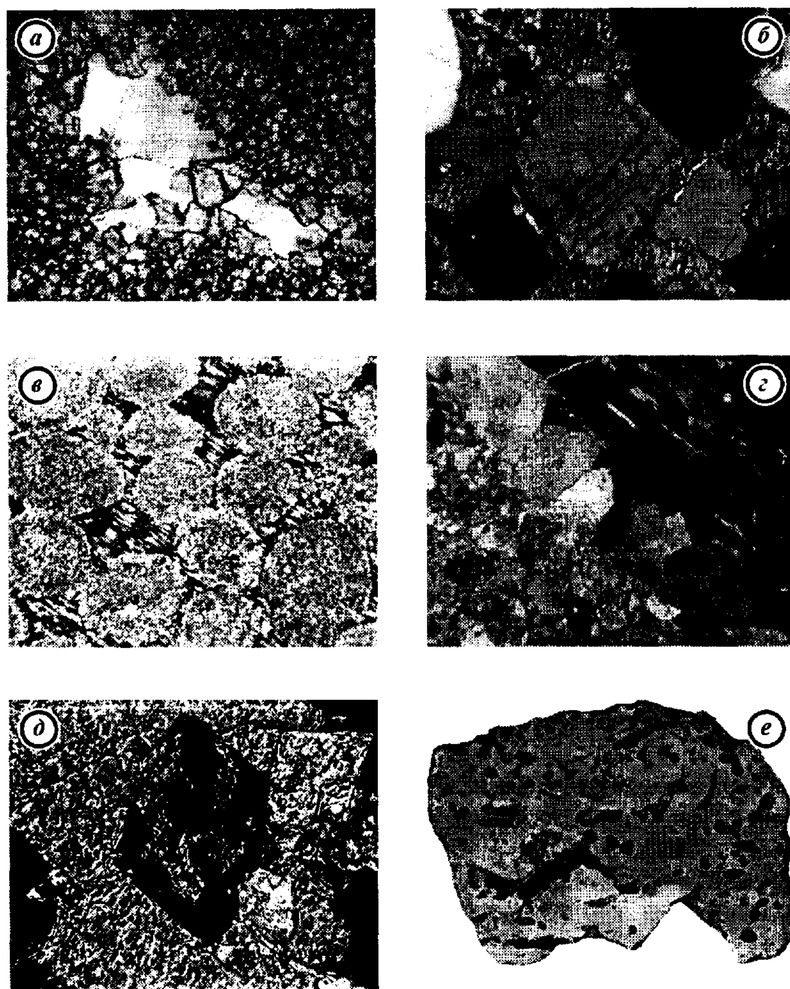


Рис. 14.3. Постседиментационные изменения девонских отложений за пределами Припятского грабена.

а — нацело залеченная кальцитом каверна выщелачивания в доломите, Оршанская впадина, скв. Погодица 22, гл. 154—158 м, средний девон, городокский горизонт, шлиф, н =, ув. 25; б — поровый гипсовый цемент песчаника, контактирующий с регенерированным зерном полевого шпата, Белорусская антеклиза, скв. Ухвище 2, гл. 302—307 м, нижний-средний девон, витебско-адровская толща, шлиф, н +, ув. 45; в — пойкилитовый гипсовый цемент псевдоолитового известняка, Оршанская впадина, скв. Замошье 26, гл. 404—407 м, нижний-средний девон, витебско-адровская толща, шлиф, н +, ув. 35; г — фрагмент трещины в доломите, выполненной гипсом и инкрустированной крупными кристаллами доломита, Белорусская антеклиза, скв. Сахновичи 1, гл. 326—331 м, нижний-средний девон, витебско-адровская толща, шлиф, н +, ув. 40; д — замещение ромбоэдра доломита крупнокристаллическим кальцитом, Городокско-Хатецкая ступень, скв. Хатецкая 1, гл. 685—691 м, верхний девон, задонский горизонт, шлиф, н +, ув. 25; е — каверны выщелачивания в доломитовой породе, Оршанская впадина, карьер Гралево, верхний девон, семилукский горизонт, штуф породы, ум. 2,3.

ках порового, базального и крустификационно-порового типов. В последнем случае вокруг обломочных зерен отмечаются одна или несколько каемок (шириной в доли миллиметра) коротковолокнистого гипса с ориентацией длинной оси кристаллов, нормальной к поверхности обломков, а поры заполнены монокристаллическим гипсом. Гипсовый цемент химически пассивен по отношению к силикатному материалу; коррозионных контуров на контактах между ними не наблюдается. Примечательной особенностью витебских и адровских песчаников является нередкая регенерация зерен полевого шпата, в меньшей степени кварца. Новообразованные грани силикатных минералов, как правило, запечатаны гипсовым цементом (см. рис. 14.3б).

Гипсовый цемент оолитовых и псевдоолитовых доломитов поровый, реже базальный; во всех случаях он сложен крупными пойкилобластами (см. рис. 14.3в). Иногда в оолитовых породах встречаются желваки (1—1,5 см) прозрачного бесцветного пластинчатого гипса.

Разнообразны формы выделения гипса в пелитоморфных доломитах и мергелях. Изредка доломиты рассечены вертикальными, наклонными и субгоризонтальными трещинами шириной до 2 мм, заполненными розовым и желтовато-розовым гипсом (см. рис. 14.3г).

Строматолитовые уровни доломитовых разрезов подвержены сплошной гипсовой цементации. Широко распространены гипсовые желваки размером от 1 мм до 5 см, плотноупакованные в глинисто-карбонатном субстрате. Форма желваков лепешковидная, эллипсоидная. Цвет гипсовых агрегатов оранжевый, желтый, розовый и темно-розовый до красного; реже эти образования белые. Желваки сложены крупными прозрачными пластинами гипса, иногда агрегатом тонковолокнистых кристаллов.

О постседиментационном характере сульфатной минерализации нижне-среднедевонской толщи свидетельствуют взаимоотношения гипсового цемента с регенерационными полевым шпатом и кварцем; пойкилитовый характер цементации, связанный с медленным ростом кристаллов, наиболее вероятным в подземных условиях; заполненные гипсом постлитификационные трещины. Растворы, вызвавшие образование гипса, связаны с эвапоритовым бассейном освейского возраста.

В породах городокского горизонта, кроме постседиментационных кальцита и гипса, иногда встречаются пирит, марказит, сфалерит, галенит, халькопирит, барит и кварц.

Верхнедевонская толща

Постседиментационные изменения пород верхнедевонской толщи за пределами Припятского прогиба наиболее детально изучены на примере карбонатных франских отложений Оршанской впадины (район Витебска) и Городокско-Хатецкой ступени (район Паричей) (см. рис. 14.3д,е; рис. 14.4а,б,в). Франская толща обоих районов сложена однотипными доломитами, в значительно меньшей степени доломитовыми и доломитистыми известняками.

Во франских отложениях Оршанской впадины широко представлены и хорошо изучены желваковые кремни — продукты стадии диагенеза. Они образуют стратиграфически выдержанные горизонты, наблюдаемые в береговых обнажениях и карьерах близ Витебска (Верховье, Руба, Гралево) и прослеживаемые на запад по Главному девонскому полю до Риги. В карьере Гралево установлено 9—11 горизонтов кремней мощностью 5—20 см, локализованных в толстоплитчатых доломитах, приуроченных к плоскостям напластования, которые удалены друг от друга на 20—100 см. Вместилищем кремней являются верховские слои верхней части семилукского горизонта. Примечательно, что отложения этого возраста в Припятском прогибе не выделяются, отсутствуют и кремневые желваки в семилукском горизонте прогиба.

Наиболее часто встречаются кремни изометрично-округлой, удлиненно-овальной и амебовидной формы. Размеры желваков колеблются от 1 до 20 см. Они обычно серые, светло-серые, реже темно-серые, однородные — без видимой слоистости; нередки и концентрически-тонкополосчатые (см. рис. 14.4а).

Кремни нацело сложены кварцем, основная масса которого имеет криптокристаллическую структуру. Нередко встречаются участки микрокристаллического и тонковолокнистого (халцедон) кварца, а также мегакварца (2—4 мм).

Желваки переполнены остатками организмов, нацело замещенными кремнеземом. Обильны остатки гастропод, бивальвий, наутилоидей, брахиопод, седентарий, строматопороидей, кораллов, остракод, конодонт, харофитов (см. рис. 14.4б,в). В кремнях многочисленны ходы илоедов и другие следы биотурбации.

Источником кремнезема для формирования желваков был скелетный материал радиолярий и кремневых губок, вспышки жизнедеятельности которых в отдельные отрезки семилукского времени могли быть обусловлены вулканизмом и гидротермальной деятельностью, усилением выноса SiO_2 с континентальным стоком и другими событиями в весьма удаленных регионах. Растворение кремневых скелетов на стадии диагенеза приводило к обогащению иловых растворов кремнеземом, который в результате сложных диффузионно-геохимических процессов был организован в желваки. Первоначально они были представлены аморфным кремнеземом (опал-А), а также кристобалитом и тридимитом (опал-СТ), которые в процессе перекристаллизации ("вызревания") были превращены в кварц.

После отступания позднедевонского моря кремни подверглись разрушению в процессе длительного нахождения в пресноводных водоносных горизонтах. В результате на желваках сформировались окаймляющие корки (0,5—1,5 см), сложенные белым довольно рыхлым кремнеземом (маршаллит).

Во франских разрезах Оршанской впадины и Городокско-Хатецкой ступени велика роль катагенетических доломитов. Они неоднородно-пятнистые, мелко-, средне- и крупнозернистые, иногда сахаровидные. В них обнаруживаются ассимилированные остатки нормально-морской фауны (кораллов, брахиопод и др.). Характерны инкрустация, реже полное заполнение каверн явно вторичными, постдиагенетическими ромбоэдрами доломита размером до 1 мм и более. На стенках каверн и в массе породы нередки зональные ромбоэдры доломита, присутствие которых свидетельствует о существовании нескольких стадий кристаллизации минерала, разделенных периодами, когда этот процесс был невозможен. Взаимоотношения доломитовых кристаллов с продуктами окисления сульфидов указывает на то, что доломитизация осуществлялась в окислительных условиях.

Иногда в карбонатных породах отчетливо проявляются следы раздоломичивания и кальцитообразования, происходивших после доломитизации (см. рис. 14.3д). В

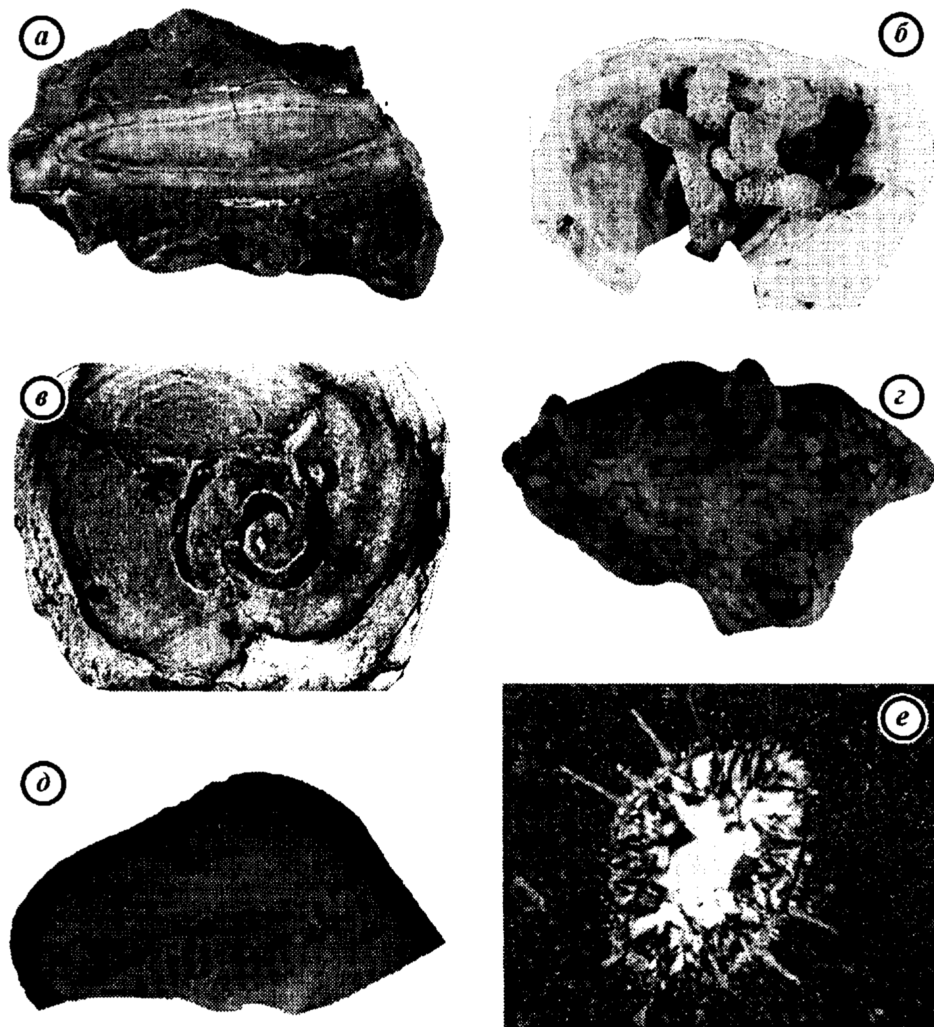


Рис. 14.4. Кремневые конкреции из карбонатных отложений верхнего девона района г. Витебска (а—в) и верхнего мела западной части Беларуси (г—е).

а — кремень с концентрически-полосчатой текстурой в доломитовой породе, ум. 6,5; б — замещенный кремнеземом остаток табулятоморфных корраллов в кремне, ум. 1,3 (фото А.М. Цытленка); в — замещенный кремнеземом остаток раковины гастроподы в кремневом желваке (видна светлая корка на поверхности желвака), ув. 1,5 (фото А.М. Цытленка); г — общий вид кремневого желвака, видны концентрические круги на поверхности (начальная стадия разрушения), карьер Береза, ум. 4; д — черная кайма вокруг серого кремня, карьер Береза, ум. 4; е — остаток радиолярии в кремневой конкреции; шипы и створка карбонатные, ядро сложено кремнеземом, карьер Порозово, шлиф, н +, ув. 70.

одних случаях крупные (до 1,5 см) кальцитовые кристаллы представлены прозрачными пойкилобластами, прорастающими матрицу вмещающего доломита, в других — поры и микротрещины пород содержат хорошо ограненные скаленоэдрические и гексагонально-призматические кристаллы кальцита. В некоторых крупных кальцитовых кристаллах сохранились реликты доломитовых ромбоэдров, замещенных окружающим кальцитом. В кальцитовых пойкилобластах местами просматриваются призрачные очертания былых кристаллов доломита.

Доломитовые породы сильно закарстованы (см. рис. 14.3е). Карстовый процесс сопряжен с образованием доломитовой муки.

В постдиагенетической истории франских отложений Оршанской впадины и Городокско-Хатецкой ступени устанавливаются два последовательных этапа. На первом происходила доломитизация, имевшая место в зоне смешения захороненных морских и пресных инфильтрационных вод и сопровождавшаяся частичным выщелачиванием известкового субстрата, на втором — осуществлялся активный карстовый процесс, сопряженный с кальцитообразованием и раздоломичиванием.

КАМЕННОУГОЛЬНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Сложное строение, условия залегания и полифациальный состав каменноугольных отложений обус-

ловили многообразие их постседиментационных изменений (Курочка и др., 1972; Гарецкий, Голубцов, Виниченко и др., 1995; Давсонит Беларуси, 1995; Стрельцова, 1995; Махнач, Стрельцова, Колосов, 1996). Среди них наиболее полно изучены давсонитовая минерализация, зоны пластового окисления и конкреции пирита.

Давсонит обнаружен на Осташковичской, Заозерной и ряде других площадей в отложениях бобриковского горизонта визейского яруса. Продуктивные слои залегают в верхней части горизонта — в пачке белых каолиновых глин, подстилаемой песками, песчаниками и алевролитами с глинистым (каолиновым) цементом. Характерной особенностью проявлений давсонитовой минерализации является их приуроченность к наиболее полным разрезам каменноугольных отложений.

Наиболее масштабно давсонит в ассоциации с другими высокоглиноземистыми минералами проявлен на Заозерном месторождении. Здесь давсонитовая минерализация установлена на склонах структуры. В сводовой части давсонит отсутствует, а высокоглиноземистая минерализация представлена гиббситом, местами с примесью нордстрандита.

По количественным соотношениям минералов глинозема — давсонита, гиббсита, бемита, нордстрандита и каолинита — на месторождении выделены такие чередующиеся в разрезе породы: давсониты, бокситы, аллиты и глины. Давсонит в породах присутствует в виде сплошных пелитоморфных масс, почковидных скоплений, местами интенсивно корродирует зерна полевых шпатов и сидерита, выполняет прожилки, гнезда и пустоты в фюзенизированных растительных остатках. Кроме минералов глинозема в породах с давсонитовой минерализацией встречаются новообразования кальцита, доломита, сидерита, гематита, гетита, пирита и др., соотношение которых с рудными минералами многообразно.

Существует ряд точек зрения на природу давсонита, ни одна из которых строго не доказана. Не исключено, что главная фаза давсонитового рудогенеза сопряжена с постседиментационными преобразованиями богутичской каолиновой пачки под влиянием хлоридных натриевых растворов выщелачивания девонских соляных куполов и двуокиси углерода, генерировавшейся при преобразованиях торфоугольного вещества малиновских и верхнебобриковско-тульских отложений. Оптимальные условия для образования давсонитовых руд в труднопроницаемой глинистой пачке создавались на склонах межкупольного поднятия в зонах дизъюнктивных нарушений.

В песчано-алевритовых отложениях, перекрывающих, перемежающих и подстилающих пласты угля ранневизейского возраста на Лельчицкой площади, широко развиты процессы пластового окисления. Эти постседиментационные процессы, способные обеспечить формирование промышленно значимых концентраций химических элементов с переменной валентностью, маркируются появлением в визейском разрезе красноцветных пород и продуктов окисления сульфидов — ремирита и ссомольнокита (водные сульфаты железа). На отдельных участках развития угленосных отложений с пластово-инфильтрационными процессами связаны повышенные концентрации редкоземельных элементов, U, Th, Be и Mo.

В угленосных отложениях бобриковского горизонта Лельчицкой площади часто отмечаются конкреции пирита, приуроченные к угольным пластам или их подошве. Конкреции имеют изометричную или уплощенную форму и размер от миллиметра до 5 см и более. Они сложены пиритом, цементирующим кварцевые зерна. В связи с насыщенностью угольных пластов равномерно распределенными микроконкрециями пирита (до 0,5 см) содержание серы в углях составляет 1,5—3,5 %.

Изучение изотопного состава серы пиритовых конкреций подтверждает их образование под действием морской воды, насыщавшей торфяные залежи сразу после их формирования (во время тульской трансгрессии). Сульфатредукция протекала в слабопреобразованном, а значит, биохимически высокоактивном органическом материале торфа. В таких условиях весьма значительного фракционирования изотопов серы между сульфатом и сульфидом не происходит. Как следствие, сформировался пирит с не слишком легким изотопным составом серы: доверительный интервал вариаций среднего значения $\delta^{34}S$ составляет –19,4...–9,2 ‰ (для уровня значимости 0,05).

ЮРСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Постседиментационные изменения пород юрской толщи наиболее полно изучены в Припятском прогибе в связи с ее угленосностью (Абраменко, Ажгиревич, Самодуров, 1994; Махнач, Стрельцова, Колосов, 1996).

В зависимости от состава исходного осадка, глубины и условий залегания среди терригенных разностей отмечаются рыхлые пески и слабоуплотненные песчаники и алевролиты, размокающие пластичные и плотные плитчатые глины, несцементированные, слабо сцементированные глинистым веществом и аутигенными цеолитами песчаники, а также более крепко сцементированные глинисто-карбонатным веществом песчано-алевритовые породы. Среди бурых углей встречаются рыхлые фюзено-аттритовые (преимущественно в верхней части угленосной толщи) и плотные гелитовые (в нижней части разреза и на глубокопогруженных участках) разности, соответствующие маркам $Б_1$ и $Б_2$.

В батских и келловейских отложениях нередки сидеритовые стяжения и прослои. На отдельных участках в средне-верхнекелловейских известковых оолитовых песчаниках и опесчаненных известняках отмечена цеолитизация порового пространства и кремневого скелета радиолярий и спикул губок. В оксфордских отложениях широко проявлено окремнение известняков.

В аллювиально-озерных отложениях байосского и батского ярусов часто встречаются пиритовые конкреции (стяжения) и пиритизированные растительные остатки. Конкреции встречаются в пластах угля или их подошве на нескольких стратиграфических уровнях, плохо поддающихся корреляции из-за сильной изменчивости строения толщи. На разных участках в углях содержится переменное количество стяжений, неравномерно распространенных в объеме пласта. Поэтому в зависимости от присутствия сульфидных стяжений содержание серы в юрских углях варьирует в широких пределах ($S_{общ}$ 0,4—5,6 %).

Конкреции представляют собой изометричные, реже лепешковидные желваки разных размеров (от 0,5 до 5 см и более), сложенные кварцевыми зернами, которые сцементированы пиритом без следов концентрического нарастания.

Пиритовые стяжения в континентальных байосс-батских отложениях сформировались под влиянием бактериальной сульфатредукции в среде морских вод, поступивших сюда из седиментационных бассейнов, отложения которых залегают выше угленосных пластов по меньшей мере на 13—30 м. Свидетельством этому служит очень легкий изотопный состав серы конкреционного пирита: доверительный интервал вариаций среднего значения $\delta^{34}S$ составляет –34,6...–24,8 ‰ при уровне значимости 0,05. Такие значения $\delta^{34}S$ — свидетельство сильного фракционирования изотопов, свойственного вяло протекающей сульфатредукции. Это, в свою очередь, связано с тем, что ко времени поступления в угленосные отложения морских растворов погребенный торф уже претерпел более или менее значительные био- и физико-химические превращения, в результате чего реакционная способность органического материала существенно снизилась. Выше было показано, что в условиях паралического торфонакопления, свойственного каменноугольному времени, образуются пиритовые стяжения с гораздо более тяжелым изотопным составом серы в связи с интенсивным восстановлением морского сульфата на исключительно активном субстрате, каким является свежий торф.

МЕЛОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Наиболее ярко выраженным и хорошо изученным постседиментационным процессом в отложениях мелового возраста является диагенетическое образование желваковых кремней (Махнач, Гулис, 1993_{2-4}). Они встречаются в писчем меле верхнемеловых отложений всех ярусов от турона до маастрихта. Наибольшая распространенность желваков кремня присуща меловым отложениям западных разрезов Беларуси, где они выразительно представлены в карьерах Береза, Красносельский, Грандичи, Порозово, Пески и др. В разрезах желваки образуют четко видимые горизонты мощностью 3—30 см, приуроченные к плоскостям отдельности мела, отстоящим друг от друга на 30—60 см. На отрезке в 10—15 м мелового разреза насчитывается до 6—7 горизонтов кремней.

Желваки имеют изометрично-округлую, удлиненно-овальную, цилиндрическую, амебовидную форму (см. рис. 14.4г). Их размер от нескольких сантиметров до метра. Кремням присущ черный и темно-серый цвет. Типичны черные кремни, просвечивающие в тонких сколах (флинты). Реже отмечается серая и светло-серая окраска. Весьма характерна массивная текстура кремней. Нередко желваки серого или светло-серого цвета окружены черной каймой толщиной до 3 см (см. рис. 14.4д).

В желваках много органических остатков иглокожих, фораминифер, мшанок, иноцерамов, меньше радиолярий, спикул кремневых губок, харофитов (см. рис. 14.4е). Нередко фоссилии впаяны в поверхность кремней. Палеонтологические остатки часто сохраняют свойственный скелетам организмов при жизни карбонатный состав.

Микротекстура кремней довольно однородная, обусловлена равномерной укладкой крипто- и микрокристаллического кремнезема. Резко преобладающая минеральная фаза желваков — кварц. Имеется незначительная примесь тридимита, кристобалита, а в черных, наименее "зрелых" кремнях — и аморфного кремнезема.

Процесс кремнеобразования протекал в диагенезе и представлял собой сочетание растворения скелетов кремневых губок, радиолярий и фрустул диатомей, диффузионного стягивания растворенного кремнезема в желваки на центрах кристаллизации, которыми были карбонатные раковины, и перекристаллизации кремнезема по линии опал-А > опал-СТ > кварц.

После регрессии моря желваки стали разрушаться под воздействием пресных подземных вод, характеризующихся слабощелочной реакцией среды в свя-

зи с растворением вмещающих карбонатных отложений. Следствием этого стало преобразование поверхности кремней. В одних случаях на ней сформировались многочисленные более светлые, чем фон, концентрические круги, знаменующие собой начальный этап разрушения. В других — желваки оказались окаймлены плотной фарфороподобной или землисто-мучнистой коркой белого или голубовато-серого цвета толщиной 0,5—15 мм.

ЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Низкие пластовые температуры и давления, незначительная минерализация природных растворов, присущие антропогеновой толще, краткость постседиментационного периода обусловили ее малую вторичную преобразованность по сравнению с более древними осадочными комплексами (Гайгалас, 1959; Ильин, 1969; Тихонов, Сергиенко, 1972; Почвы Белорусской ССР, 1974; Матвеев, 1976; Махнач Н.А., 1992, 1993, 1995; Махнач, Шиманович, 1994 и др.).

Наиболее существенные преобразования произошли в поверхностных горизонтах толщ, причем степень развития профилей выветривания (почв) оказывается тесно связанной с их возрастом. Так, в несмытых автономных плакорных почвах, развитых на исходно однородных моренах, флювиогляциальных, аллювиальных и эоловых песках, выявлено увеличение относительного дефицита крупнозема в верхних частях элювиальных образований и накопление здесь тонкого алеврита. С возрастом происходит погружение фронта распада крупнозема. В ходе эпигенеза горизонт максимального содержания глинистой фракции перемещается вглубь почвы, увеличивается контраст содержаний Al и Fe между элювиальным и иллювиальным горизонтами.

В процессе эволюции почв заметно возрастает зрелость ассоциаций обломочных минералов, которая также зависит от возраста покровных аккумуляций.

Существенны преобразования глинистых минералов в почвах. Здесь широко развита вермикулитизация (монтмориллонитизация) слюдистых минералов — формируются смешанослойные хлорит-вермикулитовые, гидрослюда-вермикулитовые и некоторые другие образования. Главным источником вторичных глинистых минералов являются полевые шпаты, слюды, хлориты, амфиболы, пироксены. Для оглеенных почв характерно превращение слюды в гидрослюду, а затем в монтмориллонит и вермикулит. В оподзоленных горизонтах большинства дерново-подзолистых почв отмечается концентрирование каолинита из-за его относительного накопления при удалении других компонентов.

Важная сторона литогенеза покровных отложений — катенарная дифференциация вещества. Так, например, анализ распределения микроэлементов в глинистой фракции почв на склонах показал, что общей особенностью поведения Ni, Co, Cr, V, Cu, Ti, Mn, Pb, Zr в этом материале является снижение их содержаний по мере удаления от вершин, обусловленное выносом растворенного вещества.

Постседиментационные преобразования охватывали не только приповерхностную часть, но и всю мощность антропогеновой толщи. Общие представления о результатах этих процессов в отложениях ледниковой формации Беларуси освещены в трудах А.В. Матвеева (1976) и др. В ходе вторичных изменений происходило увеличение зрелости ассоциаций обломочных минералов, коррозия минеральных зерен, пелитизация и серицитизация полевых шпатов, замещение последних гидроксидами железа, лимонитизация магнетита, ильменита и глауконита, хлоритизация пироксенов и амфиболов, лейкоксенизация ильменита и оксидов титана, гидратация и хлоритизация биотита, замещение плагиоклазов кальцитом.

В четвертичных отложениях Беларуси установлены многочисленные минеральные новообразования: бурые окислы железа (конкреции, примазки, ортштейновые горизонты, плиты), пирит (хорошо ограненные кристаллы и псевдоморфозы по растительным остаткам), опал (псевдоморфозы по растительным остаткам и как результат коагуляции коллоидов), карбонаты (хорошо окристаллизованные ромбоэдры, конкреции, стяжения, натеки, пленки, плиты и т.д.), марганцовистые соединения (пятна, примазки, мелкие конкреции), фосфаты (вивианит), микрожелваки криптокристаллических оксидов титана, глауконит и др.

Разнообразны изменения глинистой части отложений. В общем 20—30 % частиц гидрослюды в разной степени затронуты гипергенными процессами. Встречаются хлорит- и гидрослюдисто-монтмориллонитовые смешанослойные минералы.

Отмечается зависимость постседиментационных изменений от возраста. В древних моренах увеличиваются геохимический индекс зрелости Фогта (Al_2O_3/Na_2O) и отношение K_2O/Na_2O. С удревнением возраста морен повышается роль органического вещества и закисных форм железа, более широкое развитие получают породы зеленовато-серых тонов. Относительное содержание гальки осадочных пород максимально в молодых и минимально в древних моренах. По возрастанию содержания обломков кристаллических пород и снижению количества карбонатного материала А. Гайгала-

сом (1959) выделены древние коры выветривания мощностью до 4—5 м на мезоплейстоценовых моренах по среднему течению р. Неман (Мосты, Богатыревичи, Комутово и др.). А.В. Матвеев (1976) описал 80-метровую толщу у д. Молотино в Осиповичском р-не, где в верхних частях сожского, днепровского и березинского горизонтов, несмотря на отсутствие межморенных слоев, диагностированы коры выветривания. Им присущи пониженные содержания карбонатов, пироксенов и амфиболов, изменение комплекса глинистых минералов.

Свидетельством существенных постседиментационных изменений подпочвенной части флювиогляциальных отложений служат результаты сравнения содержания кластогенных минералов, присутствующих в рыхлом вмещающем материале и "законсервированных" в карбонатных конкрециях. В мелкопесчаной фракции рыхлого материала с глубины 2 м приблизительно за 110 тыс. лет, прошедших с момента его накопления, разрушилось более 22 % полевых шпатов, 40 — гранатов, 30 — циркона, рутила и турмалина, 70 — метаморфических минералов, свыше 42 — эпидота, 70 — амфиболов, около 75 — пироксенов, 70 % лейкоксена.

Глава 15

ПРОБЛЕМЫ ЭКОЛОГИИ И ОХРАНЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ СРЕДЫ

Современные масштабы экологических дестабилизаций природных комплексов Беларуси весьма значительны (Кудельский, 1990) и давно вышли за пределы возможностей биологического приспособления экосистем к меняющимся условиям среды обитания, что оказывает негативное влияние на здоровье населения.

ФАКТОРЫ ЭКОЛОГИЧЕСКОЙ ДЕСТАБИЛИЗАЦИИ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ СРЕДЫ

К числу важнейших причин, обуславливающих ухудшение экологической ситуации в регионе, относится отсутствие в республике промышленности по переработке и утилизации твердых, жидких и газообразных отходов, количество которых достигает огромных величин. По официальным данным, ежегодно образуется 23 млн т (Состояние природной среды Беларуси, 1994). Выбросы в атмосферу достигают 2,7 млн т. Все это способствует загрязнению покровных отложений, почв, подземных и поверхностных вод веществами, в составе которых широкий комплекс хлор- и металлоорганических соединений, тяжелых металлов и радиоактивных ассоциаций и пр. Свыше 75% общего объема сильнодействующих токсических отходов (щелочи, кислоты, растворители, охладительные эмульсии, масла, не подвергшиеся демеркуризации люминесцентные лампы с их ртутными эманациями и пр.) сливаются или сбрасываются в реки, карьеры, овраги. Более 70% отходов лакокрасочного производства остается в пригородных зонах. В местах неорганизованного складирования отходов разливаются тысячи тонн кислот, различного рода эмульсий и охладительных смесей, нефтесодержащих отходов.

Серьезные разрушения природных комплексов происходят также далеко за пределами урбанизированных территорий и промышленных объектов различного назначения, что при отсутствии эффективных очистных сооружений и технологических систем переработки вторсырья объясняется низкой культурой производства, затратными принципами использования земли, воды, воздуха, других природных ресурсов, примитивными технологиями коммунальных служб.

Мощные очаги дестабилизации геологической среды связаны с основными центрами машиностроения (Минск, Жодино и др.), химического и нефтехимического производства (Новополоцк, Гродно, Мозырь и др.), предприятиями по производству искусственных волокон, пластмасс, бумаги (Светлогорск, Могилев и др.), гальванотехническими производствами и предприятиями электронной промышленности (Минск, Брест и др.) с широкой гаммой тяжелых металлов в составе промстоков. Все эти предприятия являются источником загрязнения высокотоксичными веществами, чрезвычайно опасными для генотипа человека (ртуть, кадмий, свинец, хром и др.). Столь же неблагоприятными являются газо-пылевые выбросы и коммунальные стоки. Из более чем 200 сооружений биологической очистки 70% работают неэффективно (выведены из строя или никогда не вводились в строй), большая часть коммунальных и промышленных отходов разливается на поверхности земли, поступает в водоемы и в атмосферу без какой-либо очистки. Загрязненные илы из действующих очистных сооружений не подвергаются дальнейшей физико-химической обработке и из-за отсутствия соответствующих хранилищ поступают на свалки, заражают почвы, природные воды. Эпизодические загрязнения воздуха в крупных промышленных центрах двуокисью азота, фенолом, сероводородом и сероуглеродом достигают 15—25 предельно допустимых концентраций (ПДК).

Чрезвычайно остро стоит проблема городских свалок. Все они технологически не обустроены и являются сосредоточением источников загрязнения, особенно, если учесть, что из ежегодно образующихся твердых отходов 140 тыс. т являются высокотоксичными.

88. Зак. 5046.

Резкое обострение экологической ситуации в республике вызвано аварией на Чернобыльской АЭС. Эта авария сопровождалась выбросами радиоактивных изотопов йода, цезия, стронция, церия, плутония, америция и др., что привело к загрязнению покровных отложений, поверхностных и грунтовых вод на огромной территории. Потенциальным источником повышенной экологической опасности подобного рода остаются АЭС, расположенные за пределами Беларуси (Смоленская, Ровенская, Игналинская).

Серьезное воздействие на среду обитания человека оказывают горно-добывающая промышленность и проведенные ранее осушительные мелиорации. При разработке месторождений полезных ископаемых из недр извлекаются значительные объемы горных пород различного состава. Это сопровождается появлением подземных пустот, просадок, отвалов, шламохранилищ, загрязнением окружающей среды, поверхностных и подземных вод продуктами добычи и переработки сырья, запылением и задымлением атмосферы, изменением уровня подземных вод, уничтожением растительности, развитием некоторых современных геологических процессов (эрозия, просадки, обвалы, дефляция), которые отрицательно влияют на экологическую обстановку.

Осушительные мелиорации привели к изменению естественного водного режима территорий, химического состава вод, к уничтожению или значительному преобразованию естественного растительного покрова, сработке торфяных залежей и почв, активизации дефляционных процессов, исчезновению малых рек, росту количества катастрофических наводнений.

Негативное воздействие на геологическую среду испытывают территории, используемые в военных целях. На площади размещения военных частей и тренировочных полигонов почвенный покров, как правило, загрязнен нефтепродуктами, тяжелыми металлами и высокотоксичными химическими веществами, ландшафты в значительной степени нарушены. Загрязнена подземная гидросфера. В районах размещения крупных авиационных соединений в результате утечек нефтепродуктов формируются значительные по размерам "линзы" жидких горючих топлив, "плавающие" на поверхности грунтовых вод.

Очаги дестабилизации природных ландшафтов тяготеют к районам проявления линейной и плоскостной эрозии, суффозии, карста, обвалов и оползней, пыльных бурь, абразии, вторичного заболачивания, наводнений. Это приводит к разрушению инженерных сооружений, жилых и хозяйственных построек, дорог, сказывается на состоянии водоемов, урожайности почв, режиме увлажнения грунтов, геохимических особенностях покровных отложений, поверхностных и подземных вод. В результате недоучета своеобразия проявления современных процессов 30% сельскохозяйственных угодий размещено неэффективно, что способствует истощению почв (Матвеев, 1994). Из других факторов дестабилизации геологической среды следует отметить дорожное и жилищное строительство, сельскохозяйственное производство, экологически не нормируемое лесное хозяйство, строительство газо- и нефтепроводов, ЛЭП и т. д.

Резюмируя, можно выделить следующие антропогенные и природные (природно-антропогенные) факторы дестабилизации геологической среды. К первым относятся промышленное производство (разнофазные отходы); сельскохозяйственное производство (отходы, удобрения и ядохимикаты); мелиорация (изменение баланса и качества природных вод); добыча полезных ископаемых (шахты, карьеры, отвалы); военные объекты (отходы, загрязнения, деградация ландшафтов); урбанизация (загрязнение среды, отходы, деградация ландшафтов); захоронение экологически опасных веществ; чрезвычайные ситуации (аварии, катастрофы, пожары и взрывы, техногенные землетрясения и наводнения). В число природных (природно-антропогенных) факторов включаются: комплекс современных геологических процессов (разрушение земной поверхности, перенос вещества, в том числе загрязняющих компонентов), экстремальная динамика физических полей Земли (сейсмичность, магнитные бури и пр.).

В результате проявления перечисленных факторов имеет место загрязнение подземных и поверхностных вод, покровных отложений (химическое, радиационное, механическое, тепловое, электромагнитное); истощение и загрязнение питьевых вод, других полезных ископаемых; водная и ветровая эрозия, потеря плодородия почв, образование оврагов; развитие суффозионных и карстовых процессов, формирование котловин, западин, провалов, тоннелей; образование просадок, вторичное заболачивание; уничтожение растительности; разрушение отдельных форм рельефа, изменение расчлененности земной поверхности; нарушение естественного режима увлажнения покровных отложений, снижение водности и исчезновение малых рек.

Особенности экологической дестабилизации геологической среды

В результате совместного проявления антропогенных и природных (природно-антропогенных) факторов произошло существенное преобразование всех элементов геологической среды, находящихся в сфере влияния хозяйственной деятельности человека. Эти изменения касаются земной поверхности, покровных отложений и почв, гидросферы как морфолитогидрогенной основы ландшафтов, дестабилизация которой в значительной степени определяет общую экологическую ситуацию в регионе.

Земная поверхность. К середине 90-х годов уровень техногенной преобразованности земной повер-

хности составил 5,4% всей поверхности Беларуси (примерно 11,3 тыс. км^2). При этом около 200 км^2 земной поверхности нарушено при добыче нерудных полезных ископаемых (карьеры, отвалы, подъездные пути). Самым глубоким в настоящее время является карьер по добыче строительного камня у Микашевичей, который уже сейчас достиг 100 м, в перспективе проникнет в недра до глубины 200 м и охватит площадь почти в 800 га.

Практически полное техногенное преобразование земной поверхности произошло в местах добычи калийных солей (район Солигорска), где шахтным способом извлекается свыше 40 млн т пород в год, причем свыше 30 млн т солей и засоленных горных пород поступает в солеотвалы. Общий объем солеотвалов превышает 500 млн т, под ними занято 5 тыс. га ранее плодородных земель. Высота солеотвалов достигает 100 м и более (в ближайшей перспективе площади отчужденных земель возрастут до 7,5 тыс. га, масса солеотвалов — до 1 млрд т). В результате ведения подземных горных работ наблюдаются интенсивные просадки земной поверхности глубиной до 3,5 м и более на территории 120—130 км^2.

Из других техногенных факторов изменения земной поверхности необходимо отметить жилищное, дорожное, мелиоративное и гидротехническое строительство. Созданные при этом техноморфы занимают площадь свыше 10 тыс. км^2 (Матвеев, 1990).

Значительная трансформация земной поверхности связана с военными сооружениями и полигонами. Изменение рельефа в их пределах осуществляется в результате строительства различных наземных и подземных объектов, при проведении маневров, испытаний техники, учений, стрельб, взрывов и т. д.

В результате всех видов техногенного воздействия на земную поверхность уничтожаются эталонные формы рельефа (озы, камы, камовые террасы, краевые гряды), а на месте уникальных природных образований появляются карьеры, которые довольно часто не рекультивируются, а превращаютя в необустроенные свалки.

В процессе хозяйственной деятельности в целом резко возросли уровни техногенных нагрузок на земную поверхность. Рассчитанные средние величины таких нагрузок (объем перемещенных человеком грунтов на единицу площади) в пределах отдельных геоморфологических районов (Матвеев и др., 1988) варьируют от 400 тыс. м^3/км^2 (Солигорская моренная равнина) до 4—5 тыс. м^3/км^2 (Горецкая моренная равнина и участки Житомирского Полесья, заходящие в пределы Беларуси). Однако на локальных площадях нагрузки могут достигать 1—3 млн м^3/км^2, что приводит к полной замене природных комплексов техногенными. В соответствии с уровнем нагрузок находится устойчивость земной поверхности к антропогенному воздействию. В среднем по геоморфологическим районам этот показатель варьирует от 99 % (Городокская возвышенность и Ошмянская гряда) до 47 % (Солигорская равнина). Во многих районах устойчивость к техноморфогенезу достигла критических рубежей (вплоть до полной потери устойчивости и формирования техногенного бедленда).

Хозяйственная деятельность не только непосредственно воздействует на земную поверхность, но и активизирует ряд геологических процессов, которые действуют в том же направлении и вносят определенный вклад в дестабилизацию природной обстановки. Например, применение дефолиантов, сведение лесов и распашка земель приводят к резкой активизации процессов плоскостного смыва и оврагообразования. Линейная эрозия развита на площади 14 тыс. км^2, скорости роста активных форм в среднем составляют 0,3—3,5 м/год, достигая на отдельных участках до 100 м/год. Площадь эродированных и подверженных эрозии земель превышает 4 млн га, с них ежегодно сносится около 30 млн т гумусированных почвогрунтов. Нарушения земной поверхности происходят также в результате развития суффозии и карста. Общая площадь суффозионного рельефа превышает 1200 км^2. Формы этого рельефа тяготеют к восточной Беларуси, а также к Минской, Новогрудской, Копыльской, Мозырской и другим краевым ледниковым возвышенностям. Количество форм может достигать 30 и более на 1 км^2, все они серьезно осложняют проведение сельскохозяйственных работ и снижают плодородие почв.

Карстовые процессы развиты на востоке Беларуси и в ее юго-западной части. Формами их проявления являются котловины и западины. С экологических позиций наибольшего внимания заслуживают проявления карста в восточной части республики, где меловые карстующиеся породы залегают вблизи земной поверхности. Недоучет возможности проявления этих процессов может создать серьезные трудности при строительстве различных объектов.

Определенный вклад в нарушение земной поверхности вносят гравитационные процессы (обвалы, осыпи, оползни, селеподобные потоки), которые хотя и не приобретают характера катастроф, но тем не менее иногда сопровождаются повреждениями построек, дорог, сельскохозяйственных угодий, особенно на склонах крутизной более 15—20°. Чаще всего это склоны речных долин, крупных оврагов, карьеров, других выемок и насыпей, а также отвалов. Значительно шире развиты эоловые процессы. Они обусловливают ветровую эрозию почв, особенно заметную во время пыльных бурь, когда за короткие промежутки времени могут сноситься с гектара пашни (особенно на торфяниках) тонны и даже десятки тонн почвенного покрова. Пыльные бури особенно характерны для Полесья, где зафиксированы самые сильные ветры и пониженное количество осадков в весенне-летний период.

Еще более высокими темпами, чем разрушение земной поверхности, происходит загрязнение покровных отложений и почв высокотоксичными веществами. Вследствие бурного экстенсивного развития экологоопасных технологий и отсутствия эффективно работающих очистных сооружений в крупных промышленных и населенных центрах содержание токсичных загрязнителей в поверхностных отложениях нередко достигает критических величин, угрожающих здоровью населения. К примеру, концентрация таких опасных для организма человека элементов, как свинец, кобальт, стронций, марганец, ванадий, фосфор, хром, цинк, ртуть, кадмий, может превышать фоновые значения в десятки и сотни раз. Особенно показателен в этом отношении пример "деятельности" кожевенного и дрожжевого заводов на территории Минска. Здесь, вследствие многолетнего складирования под открытым небом химических реактивов для производства кожи (соли аммония, хрома и др.), а также утечек сырья дрожжевого завода на глубину до 20—25 м, образовался мощный блок загрязненных почвогрунтов, насыщенных чрезвычайно агрессивными по отношению к строительным конструкциям и материалам растворами. В их составе преобладают аммоний (97,47 %-экв.) и сульфаты (90,25 %-экв.), много хрома и других тяжелых металлов. При минерализации свыше 360 г/л и высочайшей щелочности (pH 9,4, что при высоком содержании NH_4^+ свидетельствует о крайней неравновесности системы) эти растворы чрезвычайно агрессивны и создали серьезные затруднения в строительстве второй очереди Минского метрополитена (Кудельский, 1990).

Опасными центрами экологической дестабилизации являются предприятия химической промышленности. Интенсивное загрязнение покровных отложений происходит в районе Солигорска. Ежегодно с солеотвалов смываются и развеваются десятки тонн хлористых солей. Засоление почв приводит к угнетению и гибели естественной растительности. Аналогичная картина наблюдается в районе Гомельского химического завода. Развеванием фосфогипсов с площади отвалов этого завода сформирована огромная по площади зона загрязнений с деградирующим почвенным покровом, сверхнормативными содержаниями вредных веществ и специфических мутагенных аэрозолей в воздухе. Сложная экологическая обстановка также в районах Гродно, Новополоцка, Могилева и некоторых других городов с интенсивным химическим производством.

В городах почвы под влиянием техногенного воздействия приобретают особый профиль, изменяются их свойства, плодородие и характер распределения химических элементов. Анализ материалов, собранных при эколого-геохимическом изучении покровных отложений в пределах некоторых крупных городов Беларуси, свидетельствует о том, что антропогенно-преобразованные почвы распространены здесь на значительных площадях.

Размеры и форма ареолов загрязненных земель, интенсивность аномалий, ассоциации накапливающихся загрязнителей обусловливаются не только характером производства, но и природными факторами: климат (преобладающие направления и скорость ветров, температурная стратификация атмосферы, характер и количество осадков), рельеф, характер подстилающей поверхности, гидрогеологические (водопроницаемость зоны аэрации и глубина залегания уровня грунтовых вод) и почвенно-геохимические условия (механический состав почв, содержание гумуса, насыщенность основаниями, кислотно-щелочные и окислительно-восстановительные условия) и др.

Основными источниками загрязнения почв являются газообразные выбросы промышленных предприятий и энергетических установок, твердые производственные и коммунальные отходы, промстоки и хозяйствено-бытовые сточные воды, выбросы автотранспорта.

Для пыли промышленных предприятий, поступающую на земную поверхность, характерны повышенные концентрации многих загрязнителей. Наиболее широкий набор химических соединений и их высокие концентрации (ртуть, кадмий, свинец) наблюдаются в пыли металлообрабатывающих и машиностроительных предприятий. Значительны концентрации тяжелых металлов в пыли, образующейся при сжигании бытового мусора (кадмия, например, в 2000 раз выше фона), и пыли лакокрасочных производств (содержание ртути и кадмия в тысячи раз выше фона). Большое количество тяжелых металлов выбрасывается в атмосферу при сжигании топлива на различных теплоэнергетических установках. Около 90 % ртути, кадмия, олова, цинка и титана, 50 % никеля, загрязняющих атмосферу, выделяется при сжигании каменного угля, мазута. Интенсивное загрязнение почв осуществляется за счет выбросов транспорта, прежде всего автомобильного (свинец, цинк, медь, кобальт и др.). Зона загрязнения почв и снежного покрова распространяется на расстояние до 300 м от проезжей части, наиболее интенсивное загрязнение придорожной полосы наблюдается в зоне до 15—30 м от дороги. Соответствующие линейные зоны аномальных концентраций тяжелых металлов прослеживаются вдоль автострад более чем на 42 тыс. км и вдоль железных дорог — на 5,5 тыс. км.

К специфической группе техногенных загрязнений в городах относятся твердые промышленные и коммунальные отходы, осадки сточных вод. На душу населения их количество достигает 0,2—0,3 т/год и продолжает расти. Их опасность для окружающей среды связана преимущественно с высоким содержанием тяжелых металлов.

В целом, по содержанию и характеру распределения в покровных отложениях и почвах городских территорий тяжелые металлы можно разделить на три группы:

1) элементы, образующие высококонтрастные аномалии, приуроченные к отдельным промышленным зонам (хром, ртуть, висмут, вольфрам, кадмий, серебро);

2) элементы, накапливающиеся на всей территории города, часто образующие высококонтрастные аномалии (свинец, цинк, медь, в меньшей степени марганец, никель, кобальт);

3) элементы, не образующие на данном этапе развития городской среды выраженных аномалий и находящиеся в количествах, близких к фоновым (галлий, ниобий, стронций, скандий, бериллий, цирконий и др.).

Под влиянием современных атмосферных и геологических процессов происходит перераспределение техногенных веществ, поступивших на земную поверхность.

Помимо промышленности, транспорта, городского хозяйства, существенный ущерб природе Беларуси наносится при выполнении различных видов сельскохозяйственных работ. Так, вследствие нерационального применения химических удобрений и ядохимикатов, покровные отложения республики на площади до 4,4 млн га оказались загрязненными ядохимикатами, нитратами и некоторыми другими экотоксикантами. Экологическая дестабилизация природных комплексов республики, вызванная гипертрофированной химизацией, усугубляется бесконтрольными и соответствующим образом не обустроенными захоронениями остаточных количеств ядохимикатов. Известен случай (Кудельский, 1990) траншейной свалки 455 т ядохимикатов 53 наименований, среди которых хлорорганические, фосфорорганические соединения, производные карбаминовой и феноксикарбоновых кислот, мочевина, симмтриазины и др. (Витебская обл., долина р. Сарьянки).

Значительные изменения геохимического фона покровных отложений связаны с аварией на Чернобыльской АЭС. В результате этой аварии в окружающую среду было выброшено 185 · 10^{16} Бк (50 МКи) суммарной активности. При этом 70 % радионуклидов выпало на территории Беларуси. Радиоактивному загрязнению подверглись земли и природные воды на площади 46450 км^2, главным образом, в бассейнах рек Припять и Сож, где проживает свыше 2 млн человек. В зоне первоочередного отселения (более 40 Ки/км^2) находится 74 населенных пункта, а в зоне последующего отселения (15—40 Ки/км^2) — 357 населенных пунктов (Состояние природной среды Беларуси, 1994).

На нераспахиваемых землях радионуклиды сконцентрировались преимущественно в верхнем 5—10-ти см слое, но в аллювиальных и некоторых других отложениях центры концентрации ^{137}Cs опустились (по состоянию на начало 1999 г.) до глубины 20 см и более. Проявление современных процессов переноса вещества на земной поверхности и в приземном слое воздуха приводит к латеральной миграции радионуклидов и, как показали проведенные работы (Кудельский, 1990; Матвеев, 1994), могут вызывать вторичное загрязнение территорий, особенно в районах развития интенсивной плоскостной эрозии, в результате проявления пыльных бурь, лесных пожаров и пр.

Гидросфера. Одним из самых неблагоприятных последствий хозяйственной деятельности на территории региона является быстро прогрессирующее загрязнение верхних горизонтов подземных вод (Кудельский, 1989, 1990). Огромный ущерб этому виду природных ресурсов наносится горным и горно-химическим производством. Тысячи земляных "амбаров", являющихся неотъемлемым элементом экологически неприемлемых технологий бурения скважин, с засоленными глинами и нефтепродуктами размещены на территории нефтяных месторождений и нефтеперспективных площадей. В результате постоянной фильтрации из них загрязняются грунтовые воды, выведены из водопользования скважины на многих водозаборах Гомельской области (г. Речица и др.), под угрозой засоления оказались некоторые из мелиоративных систем (Тесано и др.).

Тяжелая экологическая обстановка сложилась на территории и в пределах зоны воздействия Гомельского химического завода. Здесь сформирована единая зона загрязнения грунтовых вод (4 х 1,5 км), их минерализация достигает 8—32 г/л, в ионном составе доминируют сульфаты (до 5,4—7,2) и фосфаты (до 13—14 г/л) натрия, содержание фтора превышает 25—30 мг/л. Не менее сложная обстановка в районе Солигорских калийных комбинатов, где минимальный объем утечек рассолов из шламохранилища достигает почти 900 тыс. м^3 в год. Как следствие, ранее пресные подземные воды в районе солеотвалов и шламохранилищ в разной степени засолены на всю их мощность и приобрели местами минерализацию до 300 г/л. Однако одним этим не исчерпывается экологическая опасность шламо- и рассолохранилищ. В случае их прорыва, что вполне возможно, катастрофа постигнет весь бассейн Днепра вплоть до Черного моря, как это уже случилось на Днестре вследствие разрушения шламо- и рассолохранилищ Солотвино-Калуша.

Пресные воды питьевого назначения, распространенные повсеместно до глубины от 100—150 до 400—450 м, легко подвержены процессам загрязнения с поверхности земли в связи с отсутствием в геологическом разрезе регионально выдержанных глинистых водоупоров. Этим объясняется высокий уровень уже сформировавшегося загрязнения подземных вод питьевого назначения на обширной территории (несколько более 8 млн га) сельскохозяйственных угодий и мелио-

89. Зак. 5046.

ративного строительства, а также в пределах и окрест ностях всех без исключения городов и населенных пун ктов (коммунальное и промышленное загрязнение), пти ceферм и крупных животноводческих комплексов с их высокотоксичными стоками.

Общая площадь территорий с нарушенным вследствие интенсивного водопользования гидродина мическим режимом подземных водоносных горизонтов достигает 10 % территории республики. Здесь неизме римо возрастает интенсивность инфильтрационных про цессов, растет минерализация подземных вод, содержа ние в них нитратов, ядохимикатов, нефтепродуктов и тяжелых металлов. Между тем, в зонах влияния круп ных действующих и перспективных водозаборов разме щено около 435 приемников отходов (поля фильтрации, отстойники, свалки, необустроенные "могильники" ядо химикатов, радиоактивных веществ и пр.), экологичес ки опасное производство, кладбища с экологически не приемлемыми условиями захоронения и пр. Как след ствие, подземные воды интенсивно загрязняются, сле ды загрязнения нефтепродуктами и ядохимикатами от мечаются на глубинах до 60 м, другими компонентами — до 60—100 м. В районах интенсивного погружения поверхностного радиоактивного загрязнения зафикси рована тенденция обогащения питьевых вод стронци ем 90 и цезием-137, на территории промышленных аг ломераций отмечен рост минерализации подземных вод до 3—25 г/л и более (360 г/л на отдельных площадях в г. Минске).

Выведен из строя ряд водозаборов подземных вод в Слониме, Солигорске, Борисове, Новополоцке, Орше, Толочине, Могилеве, Речице, других городах и населенных пунктах. Под угрозой загрязнения выше допустимого уровня находятся подземные водоисточ ники и ранее вполне благополучные водозаборы Гоме ля, Мозыря, Светлогорска, Бреста, Гродно, резко увели чилась загрязненность питьевых вод Минска. С 1960 г. в пределах водозабора Новинки почти в 10 раз увеличи лась концентрация хлора в воде, почти в 4 раза возрос ла минерализация (с 209 до 770 мг/л), наметилась ус тойчивая тенденция загрязнения подземных питьевых вод нитратами. В 7 скважинах, пробуренных на берегах Дроздовского водохранилища, в откачиваемых подзем ных водах отмечено коммунальное бактериальное заг рязнение. За последние два десятилетия заметно ухуд шилось качество подземных вод водозабора Зеленовка (район Уручье). Количество нитратов в подземных во дах колодищанского водозабора превысило ПДК (50—60 мг/л), резко возросло содержание хлоридов и мар ганца. В пределах водозабора Волма (скв. 820) на глу бине 50—60 м зафиксировано наличие высокотоксич ного пестицида купрозана. Наличие нитратов зафикси ровано в воде водозаборов Водопой (набл. скв. 24) и Островы (скв. 14).

Особую опасность для населения республики представляют водорастворенные нитраты — один из основных и повсеместных загрязнителей природных вод в условиях Беларуси. Потребление воды с повышенны ми концентрациями нитратов разрушающе действует на сердечно сосудистую и иммунную системы, усиливает мутагенез, вызывает тяжелую болезнь крови метгемог лобинемию — серьезную причину детской смертности. Образующиеся в желудочно кишечном тракте производ ные нитратов нитрозамины обладают четко выражен ными канцерогенными свойствами. В районах интен сивного применения ядохимикатов и нитратного загряз нения питьевых вод высокая детская смертность, изме няется наследственность.

На территории Беларуси нитратное загрязнение неглубоко залегающих (до 20—40 м) подземных вод по всеместно сформировано в пределах сельских населен ных пунктов и животноводческих комплексов. Содер жание нитратов в воде колодцев здесь во много раз пре вышает ПДК, достигая 900—1400 мг/л при средних 150—180 мг/л (для сравнения, концентрация NO_3^- в под земных водах "чистых" территорий республики состав ляет 2,94± 0,40 мг/л при выборке данных п = 246, тяго теющей к глубинам 24,12±2,65 м).

Режимные наблюдения за химическим составом подземных вод, а также данные геолого гидрогеологи ческих съемок за разные годы свидетельствуют о тен денции накопления загрязняющих компонентов в под земных водах. Так, если среднее содержание нитратов в водах колодцев и неглубоких (10—30 м) скважин по данным геолого гидрогеологических съемок, выполнен ных в 1965—1975 гг., было близко 43 мг/л, то по дан ным съемок, проведенных в 1976—1986 гг., и нашим оценкам уже составляло 54,02± 3,97 мг/л (выборка п = 1025 для глубин 20,37± 0,98 м). Отсюда, скорость накопления нитратов равна примерно 1,5 мг/л в год. Примерно такая же скорость накопления нитратов (1—2 мг/л/год) фиксируется режимными наблюдениями на сельскохозяйственных землях, но в ряде случаев (на участках животноводческих комплексов, в местах нео бустроенного складирования химреагентов, удобрений и пр.) эта скорость в десятки и сотни раз выше.

Серьезной экологической дестабилизацией зат ронуты, как уже упоминалось, водоносные горизонты на территории военных объектов. Тысячи тонн нефте продуктов "плавают" на поверхности подземных вод, уничтожая эти важнейшие источники водоснабжения.

Физические поля Земли. Несмотря на то, что Беларусь расположена в пределах относительно стабиль ной Восточно Европейской платформы, геофизические поля на этой территории отличаются заметной диффе ренцированностью и динамичностью, что необходимо учитывать при экологических оценках.

Анализируя исторические данные (Боборыкин и др., 1993), на территории Беларуси можно ожидать проявления сейсмичности силой до 6—7 баллов. Эти проявления тяготеют к зонам разрывных нарушений, активных на современном этапе. Например, в декабре 1908 г. у п. Гудогай Островецкого р на произошло зем летрясение силой 6—7 баллов. Его эпицентр распола гался на Ошмянском разломе, в пределах сложного узла схождения линеаментов. В подобных геологичесих ус ловиях проявлялись эпицентры землетрясений у Бори сова (декабрь 1887 г., 6 баллов) и в районе Солигорска (1978—1985 гг., до 4—5 баллов).

Отметим, что в настоящее время на территории Беларуси сложилась достаточно неблагоприятная гео экологическая обстановка. Это требует принятия ряда неотложных мер, которые должны быть направлены на детализацию знаний об уровнях техногенных нагрузок, их опасности для человека, а также на разработку пред ложений по улучшению экологического состояния всех компонентов природной среды. В число таких мер не обходимо включить:

1. Создание промышленности по обращению с отходами и внедрение малоотходных технологий в про мышленное и сельскохозяйственное производство.

2. Усовершенствование системы экологическо го, в т. ч. и сейсмического, мониторинга как на террито рии региона в целом, так и в районах особо опасных объектов (Игналинская АЭС, Солигорские калийные комбинаты и т. д.).

3. Проведение среднемасштабной геоэкологи ческой съемки территории республики и крупномасш табной съемки вокруг крупных городов, промышленных центров, площадей расположения военных объектов, создание эколого радиационных паспортов районов, предприятий, рекреационных зон.

4. Закрытие экологически опасных произ водств, приведение в экологически приемлемое состоя ние свалок, введение жестких мер штрафных санкций за сверхнормативные выбросы токсичных веществ, зап рещение использования придорожных полос под сель скохозяйственные угодья и пр.

5. Перевод питьевого водоснабжения в респуб лике исключительно на подземные водоисточники, раз работка и внедрение необходимых мероприятий по их защите, а также современных технологий водоподготов ки в системах централизованного водоснабжения. Зап рещение использования подземных питьевых вод в про мышленности, обеспечение водохозяйственной службы республики техническими средствами контроля за рас ходованием и качеством вод.

6. Для улучшения здоровья населения следует обеспечить систему мер по предотвращению загрязне ния и засоления грунтовых вод и подземных источни ков питьевого водоснабжения в районах развития гор но добывающей и горно химической промышленности.

7. Создание (закупка) и введение в строй тех нологических линий по переработке солеотвалов калий ных комбинатов, внедрение метода добычи калия по технологии подземного выщелачивания, альтернативно го экологоопасному шахтному.

В этом комплексе проблем наиболее серьезны ми представляются проблемы создания в стране про мышленности по обращению с отходами, а также про блема Солигорска с его гигантскими солеотвалами, пе реполненными смертельными для всего живого рассо лами, шламо и рассолохранилищами, интенсивным подземным засолением горизонтов пресных вод. Сло жившаяся здесь ситуация настолько сложная, что лю бые подходы к ее улучшению должны исходить из при знания экологической неприемлемости ныне принятой шахтной технологии добычи калийных солей. Следстви ем подобного признания должна быть незамедлитель ная постановка и серьезное финансирование разрабо ток по подземному выщелачиванию солей и технологи ческой переработке уже сформированных солеотвалов — наиболее опасного источника разрушения биосферы бассейна Припяти и Днепра.

СОСТОЯНИЕ И ПРОБЛЕМЫ ОХРАНЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО НАСЛЕДИЯ БЕЛАРУСИ

Выделение геологических памятников в Бела руси имеет сравнительно короткую историю (Памятни ки ..., 1986). До 1963 г. их юридически вообще не зна чилось, хотя еще в 1935 г. в северо западной части стра ны более 40 ледниковых валунов были отмечены в ка честве охраняемых объектов (Halicka, Kardymowicz, 1986). С 1961 г. в Беларуси начал действовать первый Закон "Об охране природы", в котором провозглашалось: "Подлежат охране типичные ландшафты, а также ред кие и достопримечательные объекты живой и неживой природы (вековые деревья, валуны и т. п.), представля ющие ценность в научном, естественно-историческом, культурно познавательном и оздоровительном отноше ниях". В 1975 г. был принят Кодекс о недрах Беларуси, в 1992 г. — Закон "Об охране окружающей среды", в 1994 г. — Закон "Об особо охраняемых территориях и объектах", в 2000 г. — Кодекс о недрах Республики Бе ларусь и Закон "Об особо охраняемых территориях". Задачи по охране недр страны определяются также Кон ституцией Республики Беларусь. Согласно действующе-му законодательству особо охраняемыми природными территориями и объектами являются территории запо ведников, национальных парков, заказников, памятни ков природы и сами памятники природы.

В 1963 г. впервые статус памятников природы обрели 12 естественных обнажений, ледниковый валун гранита рапакиви из юго западной Финляндии — "Боль шой камень" у д. Горки Шумилинского р на Витебской

обл. и глыбы песчано-гравийно-галечно-валунных конгломератов в окрестностях г. Гродно. Позже памятники выделялись эпизодически и в ограниченных количествах: к 1987 г. их было всего 33. Вместе с тем, в результате интенсивного хозяйственного освоения территорий (строительство дорог, выравнивание рельефа, уборка камня с пашни и т. д.) в последние десятилетия уничтожено много редких геологических объектов, которые по научной значимости должны были сохраняться вечно как неповторимые природные образования. Так исчезли многие крупные и ценные ледниковые валуны, формы рельефа и геологические обнажения, имевшие важное научное, эталонное значение не только для нашей страны, но и для всей Европы.

В конце 80-х годов работы по выявлению уникальных природных образований и приданию им статуса охраняемых становятся более регулярными и целенаправленными. Очень важной в этом плане явилась инициатива академика Гаврилы Ивановича Горецкого для сохранения ледниковых валунов основать при Институте геологических наук Национальной академии наук Беларуси Экспериментальную базу ледниковых валунов — своеобразный геологический музей под открытым небом (Винокуров, 1989; Астапова, Винокуров, 1990; Ледавіковыя ..., 1993). База была открыта (I очередь) в 1985 г. на северо-восточной окраине г. Минска на площади 0,065 км^2, где сконцентрировано 2135 единиц ее основного фонда. Этот фонд на протяжении шести лет создавали В.Ф. Винокуров, О.И. Зименков, Е.П. Рунец и др., научную концепцию разработали академик Г.И. Горецкий (руководитель), С.Д. Астапова, В.Ф. Винокуров, академик Р.Г. Гарецкий, Э.А. Левков, Е.П. Мандер, Е.П. Рунец, Р.В. Шемпель и др. Территория базы делится на 5 отделов, которые спроектировали архитекторы Института "Белгоспроект" Р.Э. Кнауэр, Р.Н. Барановский, Л.В. Саурова, Т.А. Власова. Центральная экспозиция базы "Карта Беларуси" (0,045 км^2) представляет собой модель географической карты республики (горизонтальный масштаб 1 : 2 500, вертикальный — 1 : 100) с основными возвышенностями, равнинами, низинами и сетью рек (в виде дорожек), 2 бассейнами, олицетворяющими собой оз. Нарочь и Заславльское водохранилище. Цепью небольших (до 0,7 м в поперечнике) валунов обозначены границы распространения двух последних ледников. На "карте" по географическому признаку распределено более 600 валунов (объем большинства из них 5—6 м^3, масса 10—12 т). Остальные четыре раздела размещены вокруг центральной экспозиции: "Питающие провинции" демонстрируют местоположение родины валунов — Фенноскандии с Балтийским морем и Ботническим и Финским заливами, где формировались и захватывали горные породы ледники; "Петрографическая коллекция" создана в виде круга, в секторах которого сгруппированы магматические, осадочные и метаморфические горные породы; "Форма валунов" знакомит с разнообразными формами валунов; "Камень в жизни человека" демонстрирует использованные человеком валуны: со знаками (I в.), идол-крест (IX—X вв.), крест короля Стефана Батория (XVI в.) и другие. Образована также "Аллея валунов" — непрерывная цепь валунов различного состава и размера. Учитывая уникальный характер экспонатов, их научную информативность, необычный характер территории базы, в 1989 г. ей присвоен статус геологического памятника природы республиканского значения и наименование "Парк камней".

Понимая необходимость интенсификации работ по сохранению национального геологического наследия, Министерство природных ресурсов и охраны окружающей среды РБ предложило Институту геологических наук НАН Беларуси в 1994 г. начать проведение научно-исследовательских работ по выявлению на территории страны эталонных в геологическом, историческом и культурном отношениях объектов природы. В результате Институтом впервые была разработана детальная классификация таких объектов, обоснована методика проведения работ, изучены и рекомендованы для дальнейшего сбережения более 500 уникальных и эталонных природных территорий. С учетом этих работ общее количество охраняемых в стране геологических объектов достигло 523 общей площадью 3485 км^2 (на 1.09.2000 г.), что составляет только 1,7 % всей территории (рис. 15.1; табл. 15.1). Среди этих объектов — 2 национальных парка (1824 км^2), 85 ландшафтных геологических, геоморфологических и палеонтологических заказников (1575 км^2), 436 геологических, геоморфологических и палеонтологических памятников природы, включая 310 ледниковых валунов, их групп и глыб иного происхождения, 32 естественные обнажения горных пород и 94 выдающиеся формы рельефа (84 км^2).

Наиболее ценные, характерные и изученные заказники и памятники природы рекомендованы для включения в Список выдающихся особо охраняемых геологических территорий и объектов Центральной и Восточной Европы (Vinokurov, Komarovsky, 1996; Vinokurov, Komarovsky, 1997, 1999). В число их входят: **"Голубые озера"** — территория ландшафтного геоморфологического и гидрологического заказника на северо-западе Беларуси, включающая поозерские конечно-моренные гряды и холмы эталонной морфологии с группой озер в ледниковых ложбинах; **"Невда"** — ландшафтный геоморфологический и палеонтологический заказник на Новогрудской возвышенности — типичная маргинальная долина стока и выразительная конечно-моренная гряда среднеплейстоценового возраста с оврагом, где находится уникальное обнажение **"Тимошковичи"** муравинских (eemian) озерных, озерно-болотных и торфяных отложений; **"Принеманское"** (Жидовщиз-

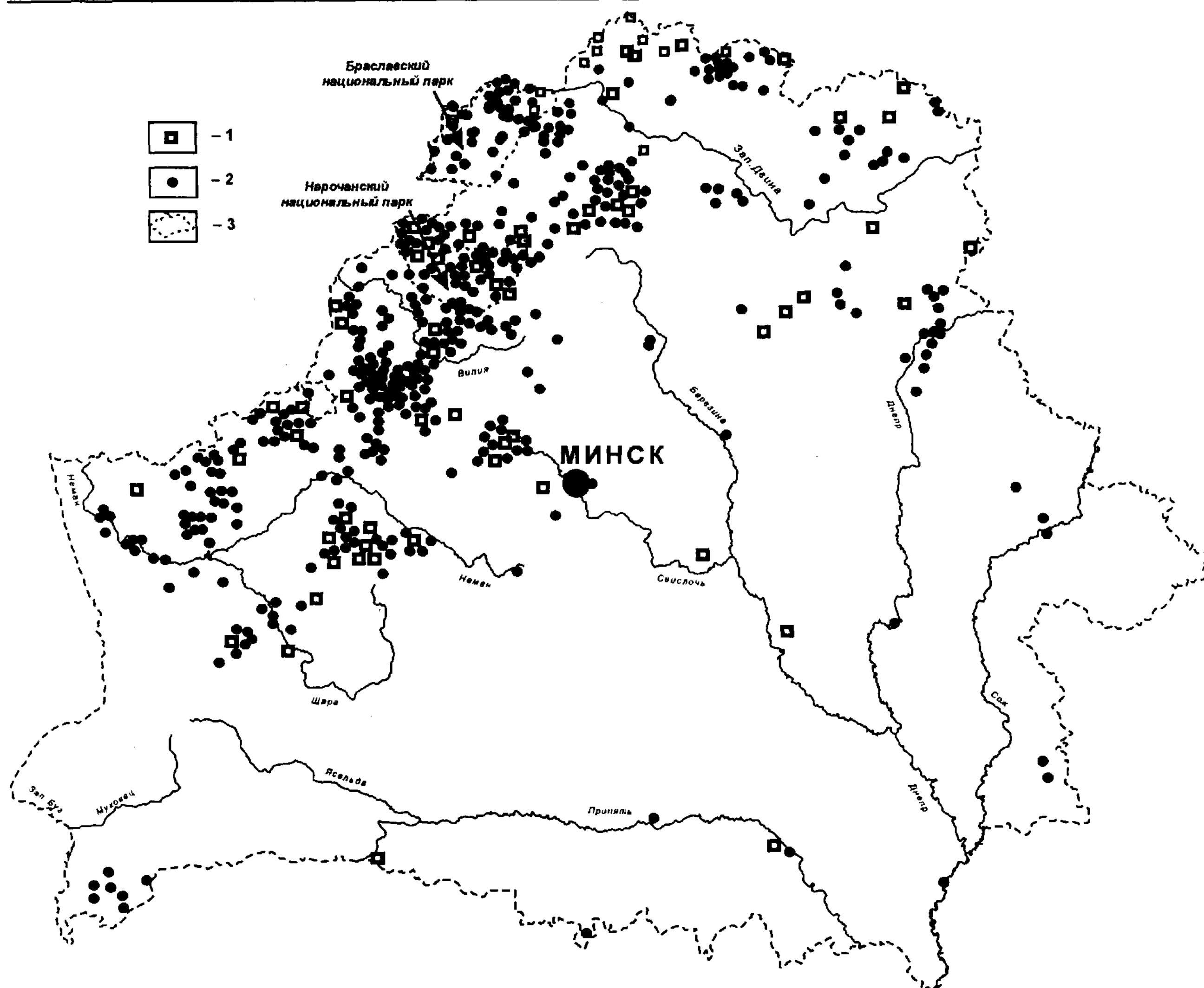


Рис. 15.1. Схема расположения особо охраняемых природных территорий и геологических объектов Беларуси (по состоянию на 01.09.2000 г.).

1 — заказник природы, 2 — памятник природы, 3 — Национальный парк (границы).

на) — обнажение слоев озерных, озерно-болотных и торфяных отложений александрийского межледниковья (holstein, mazovian) в овраге на окраине г. Гродно в пределах Гродненской возвышенности; "**Мурава**" — стратотипический разрез отложений муравинского межледниковья в обрыве коренного берега р. Березина недалеко от г. Борисова; "**Оршанские доломиты**" — один из трех выходов девонских доломитов на поверхность в обнажении р. Днепр у г. Орша; "**Нижнинский Ров**" — опорный разрез межледниковых отложений беловежского межледниковья (cromerian, ferdynandów) у г. Шклова в овраге левого берега р. Днепр; "**Глыбы конгломерата Смольчицкие**" недалеко от г. Кореличи; три крупных эрратических ледниковых валуна — граниты из юго-западной Финляндии, называемые "**Чертовым камнем Шумилинским**" к западу от г. Витебска и «**Большим камнем Пугачевским**" севернее г. Щучин, а также гранит рапакиви из Выборгского массива (Ленинградская область России) — "**Камень портной (Чертов) Воронинский**" к югу от г. Сенно.

Многолетний сбор сведений об эталонах неживой природы позволил Институту геологических наук НАН Беларуси создать компьютерную базу Кадастра, включающего 523 охраняемых геологических объектов, и сформулировать главные задачи дальнейших работ по сохранению геологического наследия Беларуси. В перспективе вся территория нашей страны должна быть обследована с целью создания детальной научно обоснованной сети охраняемых природных территорий и объектов. Этим будет предотвращена бесконтрольная утрата наиболее ценных природных образований.

90. Зак. 5046.

Таблица 15.1

Особо охраняемые природные территории и геологические объекты Беларуси (на 1.09.2000 г.)

№№ п.п.	Категория и наименование особо охраняемых территорий и объектов	Местонахождение территорий и объектов	Площадь, км^2
1	2	3	4
	Национальные парки		
1	Нарочанский	Мядельский, частично Поставский, Вилейский и Сморгонский районы	1280,0
2	Браславский	Браславский	544,0
	Ландшафтные заказники природы		
3	Луковая Гора, местн.	Бобруйский	0,31
4	Дубовский каскад озер, местн.	Бобруйский	22,98
5	*Янельская котловина, местн.*	Браславский	1,5
6	*Едагальская гряда с Горой Подрукша, местн.*	Браславский	3,2
7	*Муйсовский звонец, местн.*	Браславский	1,6
8	Старица	Быховский	20,33
9	Падары, местн.	Верхнедвинский	0,56
10	Поляны, местн.	Верхнедвинский	0,32
11	Дендропарк, местн.	Верхнедвинский	0,06
12	Сарьянская ложбина, местн.	Верхнедвинский	8,0
13	Освейские дюны, местн.	Верхнедвинский	3,9
14	Росицкая ложбина, местн.	Верхнедвинский	2,9
15	Стрешненский массив дюн, местн.	Верхнедвинский	2,4
16	Городиловская Гора, местн.	Верхнедвинский	1,6
17	Освейская долина прорыва, местн.	Верхнедвинский	1,3
18	Дубрава, местн.	Витебский	0,02
19	*Ложбина Бузуны* (ГМ), *местн.*	Воложинский	0,66
20	*Лужанские гряды* (ГМ), *местн.*	Воложинский	17,3
21	*Януковые Горы* (ГМ), *местн.*	Воложинский	13,6
22	*Сквозная долина р.Зап.Березина* (ГМ), *местн.*	Воложинский	7,0
23	*Шаповаловские холмы* (ГМ), *местн.*	Воложинский	3,6
24	*Трокельский конечно-моренный массив* (ГМ)	Вороновский	18,9
25	*Александринские холмы* (ГМ)	Вороновский	18,0
26	*Пелясские гряды-увалы* (ГМ)	Вороновский	10,5
27	*Сцефанетские холмы* (ГМ)	Вороновский	10,0
28	Зеленая Дубрава	Глубокский	0,51
29	Голубицкая Пуща, местн.	Глубокский	67,34
30	Холма-горы, местн.	Глубокский	2,06
31	*Плисский камовый массив* (ГМ), *местн.*	Глубокский	5,3
32	*Малиновщинские холмы* (ГМ), *местн.*	Глубокский	3,2
33	*Вышедская ложбина* (ГМ), *местн.*	Городокский	25,0
34	*Рудня* (ГМ), *местн.*	Городокский	17,0
35	*Яново* (ГМ), *местн.*	Городокский	10,0
36	Озера	Гродненский, Щучинский	218,52
37	Ворохово	Каменецкий	6,93
38	*Дубровская гряда* (ГМ), *местн.*	Кореличский	13,5
39	*Гряда с оврагами "Невда"* (ГГМП), *местн.*	Кореличский	45,4
40	*Турецкие гряды (гляциодислокации)* (ГМ), *местн.*	Кореличский	1,5
41	*Горно-рутовские овраги* (ГГМП), *местн.*	Кореличский	1,4
42	Селява	Крупский	192,61
43	Грищенский, местн.	Лиозненский	0,47
44	Уновский Мох, местн.	Лиозненский	1,75
45	Остров, местн.	Лиозненский	4,38

Продолжение табл. 15.1

1	2	3	4
46	Высочанский Бор, местн.	Лиозненский	0,7
47	Старь, местн.	Лиозненский	4,44
48	Карпехинский Мох, местн.	Лиозненский	0,7
49	Прилукский	Минский	5,1
50	*Коптевская озовая гряда, местн.*	Миорский	2,1
51	*Волчая Гора, местн.*	Миорский	1,2
52	*Источник Святого Яна, местн.*	Миорский	2,5
53	*Мозырские овраги* (ГМ)	Мозырский	11,42
54	*Липичанские дюны* (ГМ)	Мостовский	13,0
55	*Песковские гряды (гляциодислокации)* (ГМ)	Мостовский	3,2
56	*Голубые озера (ГМ)*	Мядельский	15,0
57	*Лисиные Горы* (ГМ), *местн.*	Мядельский	6,0
58	*Узлянковская ложбина* (ГМ), *местн.*	Мядельский	2,0
59	*Белоголовская котловина,* (ГМ), *местн.*	Мядельский	2,0
60	*Никольские гряды* (ГМ), *местн.*	Мядельский	1,2
61	Свитязанский	Новогрудский	10,34
62	Новогрудский (ГМ)	Новогрудский	16,97
63	*Кошелевские холмы* (ГМ), *местн.*	Новогрудский	22,5
64	*Замковая Гора ятровская* (ГМ), *местн.*	Новогрудский	14,5
65	*Алантьевская гряда* (ГМ), *местн.*	Оршанский	8,0
66	Дуброва, местн.	Осиповичский	0,22
67	*Сержанты (конечно-моренный рельеф и эпицентр землетрясения 1908 г.)* (ГМ), *местн.*	Островецкий	10,0
68	*Озеро Бык (термокарствая котловина)* (ГМ), *местн.*	Островецкий	0,15
69	*Клева (конечно-моренный рельеф)* (ГМ), *местн.*	Ошмянский	35,0
70	Простырь	Пинский	34,4
71	*Спорицкая ледниковая ложбина* (ГМ), *местн.*	Поставский	14,5
72	*Карагач (моренный массив)* (ГМ), *местн.*	Поставский	5,0
73	*Серенчанские гряды* (ГМ), *местн.*	Поставский	3,5
74	*Полесские холмы* (ГМ), *местн.*	Поставский	1,5
75	*Сергеевичские холмы* (ГМ), *местн.*	Поставский	1,5
76	Красный Бор, местн.	Россонский	339,06
77	Синьша	Россонский	133,98
78	*Межевская озовая гряда, местн.*	Россонский	1,5
79	*Борковский конечно-моренный массив* (ГМ)	Слонимский	8,7
80	*Загорьевский конечно-моренный массив* (ГМ)	Слонимский	12,5
81	*Кракотская гряда (Оз)* (ГМ)	Слонимский	3,5
82	*Мартишки (ледниковый комплекс)(Березы)* (ГМ), *местн.*	Сморгонский	25,0
83	Голубые озера, местн.	Сморгонский	0,14
84	*Трилесино* (ГГМП), *местн.*	Сморгонский	15,0
85	Рухчанский, местн.	Столинский	0,35
86	Зеленое Лядо, местн.	Чашникский	0,99
87	Липники, местн.	Чашникский	0,02
Геологические памятники природы — обнажения горных пород			
88	*Обнажение Мурова*	Борисовский	0,0002
89	*Минеральная линза Синюха*	Вилейский	0,2
90	*Обнажение Винцентово*	Вилейский	0,1
91	*Обнажение Поповцы*	Вилейский	0,003
92	Обнажение Россь	Волковысский	0,0005
93	*Обнажение Полочанское, местн.*	Воложинский	0,04
94	Обнажение Принеманское-1	Гродненский	0,0001
95	Обнажение Принеманское-2	Гродненский	0,0001

Продолжение табл. 15.1

1	2	3	4
96	Обнажение Добруш	Добрушский	0,0006
97	Обнажение Новый Крупец	Добрушский	0,0001
98	*Обнажение Морино*	Ивьевский	0,03
99	Обнажение Тимошковичи	Кореличский	0,0001
100	*Выходы кристаллических пород фундамента Глушкевичское*	Лельчицкий	0.00025
101	Обнажение Лоев	Лоевский	0,0001
102	*Обнажение заславское*	Минский	0,0002
103	Обнажение Самострельники	Мостовский	0,0001
104	*Обнажение Дубнянское*	Мостовский	0,8
105	*Обнажение Песковское*	Мостовский	0,0015
106	*Овраг Яна и Цицилии* (ГГМП)	Мостовский	0,3
107	*Обнажение Княжеводцы*	Мостовский	0,00075
108	*Обнажение Студенец*	Мядельский	0,25
109	*Обнажение Кобеляки*	Оршанский	0,6
110	*Обнажение Пашино*	Оршанский	0,2
111	*Обнажение Орша*	Оршанский	0,0003
112	*Обнажение Адров*	Оршанский	0,0002
113	*Обнажение Комаришки*	Островецкий	0,0001
114	*Обнажение Дорошевичи*	Петриковский	0,003
115	Обнажение Зборово	Рогачевский	0,0001
116	Обнажение Чериков	Чериковский	0,0002
117	*Обнажение Нижнинский Овраг*	Шкловский	0,005
Геологические (гидрологические) памятники природы			
118	*Ивьевский источник*	Ивьевский	0,0025
119	*Щербишские родники, местн.*	Поставский	0,024
120	*Лазаревский источник, местн.*	Россонский	0,001
121	*Источник "Святая вода" дегтяревская, местн.*	Миорский	0,001
122	Источник Юцковский	Дзержинский	0,1
123	Родники "Святые криницы"	Минский	0,009
Геологические памятники природы — ледниковые валуны, их группы и глыбы иного происхождения			
124	Филаретов камень	Барановичский	0,0001
125	*Каменные Быки иканские*	Борисовский	0,0001
126	*Князь-Камень борисовский*	Борисовский	0,0001
127	*Большой камень браславский*	Браславский	0,0001
128	*Валун с надписью струстовский*	Браславский	0,0001
129	*Три валуна красногорские*	Браславский	0,0001
130	*Валун калинецкий*	Браславский	0,0001
131	*Мартин камень браславский*	Браславский	0,0001
132	*Валун сиповичский с ямкой*	Браславский	0,0001
133	*Пастухов камень браславский*	Браславский	0,0001
134	*Валун стародворищанский с ямками*	Браславский	0,0001
135	*Камни Волоса браславские*	Браславский	0,0001
136	*Валун межанский*	Браславский	0,0001
137	*Валун анисимовичский*	Браславский	0,0001
138	*Валун дудальский*	Браславский	0,0001
139	*Чертов камень браславский и группа валунов*	Браславский	0,0001
140	*Коровин камень браславский*	Браславский	0,0001
141	*Валун иказненский*	Браславский	0,0001
142	*Валун бутевский*	Браславский	0,0001
143	*Чертов камень или Божий След якубянский*	Браславский	0,0001
144	*Валун огоневский*	Браславский	0,0001
145	*Валун ливошкинский*	Браславский	0,0001

Продолжение табл. 15.1

1	2	3	4
146	*Чудодейственный камень сташелицкий*	Браславский	0,0001
147	*Валун пашевичский с ямками*	Браславский	0,0001
148	*Юровичский большой камень, местн.*	Браславский	0,0001
149	*Пузовичский большой камень, местн.*	Браславский	0,0001
150	*Проданный камень думаришкинский, местн.*	Браславский	0,0001
151	*Лейшевский большой камень, местн.*	Браславский	0,0001
152	*Камень следовик думаришкинский, местн.*	Браславский	0,0001
153	*Околицкий большой камень, местн.*	Браславский	0,0001
154	*Едагальский большой камень, местн.*	Браславский	0,0001
155	*Кревневский валун местн.*	Браславский	0,0001
156	*Дерванишкинский валун местн.*	Браславский	0,0001
157	*Большой камень хоробровский, местн.*	Верхнедвинский	0,0003
158	*Большой камень дерновичский, местн.*	Верхнедвинский	0,0001
159	*Большой камень перецкий, местн.*	Верхнедвинский	0,0001
160	*Сарьянский большой камень, местн.*	Верхнедвинский	0,0001
161	*Гомсин камень куренецкий*	Вилейский	0,0001
162	*Большой камень мишутский с ямками*	Вилейский	0,0001
163	*Большой камень дядичский, местн.*	Вилейский	0,0001
164	*Большой камень "Воротишин Крест"*	Вилейский	0,0001
165	*Большой камень ивашиновичский, местн.*	Вилейский	0,0001
166	*Вол каменный кузьмичевский*	Вилейский	0,0001
167	*Большой камень лыцевичский, местн.*	Вилейский	0,0001
168	*Большой камень рускосельский, местн.*	Вилейский	0,0001
169	*Большой камень дворецкий с ямками*	Вилейский	0,0001
170	*Большой камень подсосенский, местн.*	Вилейский	0,0001
171	*Камень любецкий с ямками*	Вилейский	0,0001
172	*Волы Каменные стеберакские*	Вилейский	0,0003
173	*Чертов камень или камень Сапожник*	Воложинский	0,0001
174	*Глыба раковская*	Воложинский	0,0001
175	*Чертов камень ратынский*	Воложинский	0,0001
176	*Валун забрезский*	Воложинский	0,0001
177	*Чертов (Васьков) камень воложинский*	Воложинский	0,0001
178	*Валун кучкунский*	Воложинский	0,0001
179	*Валун мокасичский*	Воложинский	0,0001
180	*Камень-следовик мокасичский*	Воложинский	0,0001
181	*Большой камень новиновский, местн.*	Воложинский	0,0001
182	*Бразовский камень оляновский, местн.*	Воложинский	0,0001
183	*Большой камень шальтинский, местн.*	Воложинский	0,0001
184	*Большой камень пруссогорский, местн.*	Воложинский	0,0001
185	*Большой камень бузуновский, местн.*	Воложинский	0,0001
186	*Валун пруссогорский, местн.*	Воложинский	0,0001
187	*Большой камень залесский, местн.*	Воложинский	0,0001
188	*Святой камень бузуновский, местн.*	Воложинский	0,0001
189	*Большой камень ремзовский с ямками*	Вороновский	0,0001
190	*Большой камень можейковский (орливский)*	Вороновский	0,0001
191	*Большой камень микянский, местн.*	Вороновский	0,0001
192	*Перунов (большой) камень товкинский с ямками*	Вороновский	0,0001
193	*Большой камень марковщинский*	Вороновский	0,0001
194	*Большой камень дайновский*	Вороновский	0,0001
195	*Большой камень толочкинский, местн.*	Вороновский	0,0001
196	*Чеслов камень*	Вороновский	0,0001
197	*Камень товкинский, местн.*	Вороновский	0,0001
198	*Камень малиновщинский, местн.*	Вороновский	0,0001
199	*Валун дайновский, местн.*	Вороновский	0,0001
200	*Камень вороновкинский, местн.*	Вороновский	0,0001

Продолжение табл. 15.1

1	2	3	4
201	*Будревичевский камень вороновский с ямками*	Вороновский	0,0001
202	*Камень провожевский, местн.*	Вороновский	0,0001
203	*Большой камень тусуманский, местн.*	Вороновский	0,0001
204	*Камень на Довгеньках якубовский, местн.*	Вороновский	0,0001
205	*Камень полужский, местн.*	Вороновский	0,0001
206	*Камень гудинишкинский, местн.*	Вороновский	0,0001
207	*Большой камень плиский с грyпой валунов, местн.*	Глубокский	0,0003
208	*Большой камень давидковский, местн.*	Глубокский	0,0001
209	*Камень прошковский, местн.*	Глубокский	0,0001
210	*Камень голубичский, местн.*	Глубокский	0,0001
211	*Камень приперновский, местн.*	Глубокский	0,0001
212	*Чертов камень велецкий*	Глубокский	0,0001
213	*Большой камень плисский (1)*	Глубокский	0,0001
214	*Большой камень плисский (2)*	Глубокский	0,0001
215	*Габрусев камень*	Глубокский	0,0001
216	*Большой камень бортникский*	Глубокский	0,0001
217	*Камень с рыбками*	Глубокский	0,0001
218	*Большой камень стариновский*	Глубокский	0,0001
219	Валун волгинский, местн.	Городокский	0,0001
220	Валун медведевский, местн.	Городокский	0,0001
221	*Пальминский большой камень, местн.*	Городокский	0,0001
222	*Москаленятовский валун, местн.*	Городокский	0,0001
223	*Черновский валун, местн.*	Городокский	0,0001
224	*Яновский каменный крест и валун, местн.*	Городокский	0,0001
225	*Большой камень хортовский*	Городокский	0,0001
226	*Валун залучанский*	Городокский	0,0001
227	*Скрипкинский большой камень*	Городокский	0,0001
228	Глыбы принеманские	Гродненский	0,0001
229	Глыба колпаковская, местн.	Гродненский	0,0001
230	Волат камень	Дятловский	0,0001
231	*Камень любви*	Заславский	0,0001
232	Мадейковский валун, местн.	Зельвенский	0,0001
233	*Большой камень гудишкинский, местн.*	Ивьевский	0,0001
234	*Баранишкинский камень гуденятский, местн.*	Ивьевский	0,0001
235	*Большой камень лаздуновский, местн.*	Ивьевский	0,0001
236	*Большой камень довнарский, местн.*	Ивьевский	0,0001
237	*Большой камень добовичский, местн.*	Ивьевский	0,0001
238	*Большой камень туланский, местн.*	Ивьевский	0,0001
239	*Большой камень ясловицкий, местн.*	Ивьевский	0,0001
240	*Валун верещатский, местн.*	Ивьевский	0,0001
241	*Валун янцевичский, местн.*	Ивьевский	0,0001
242	*Валун довнарский с ямками, местн.*	Ивьевский	0,0001
243	*Большой камень стиганский, местн.*	Ивьевский	0,0001
244	*Валун заболотский с ямками, местн.*	Ивьевский	0,0001
245	*Валун уртишкинский с ямками, местн.*	Ивьевский	0,0001
246	*Смольчицкие конгломераты*	Кореличский	0,01
247	*Чертов камень осташинский*	Кореличский	0,0001
248	*Большой камень чижиновский*	Кореличский	0,0001
249	*Чертов (Большой) камень хмелевский*	Малоритский	0,0001
250	*Большой камень питемский*	Малоритский	0,0001
251	*Скопление валунов — Парк камней*	г.Минск	0,0001
252	Валун кубелевщинский (1), местн.	Миорский	0,0001
253	Валун кубелевщинский (2), местн.	Миорский	0,0001
254	*Тарелковый камень язненский, местн.*	Миорский	0,0001

Продолжение табл. 15.1

1	2	3	4
255	*Бертовщинский большой камень, местн.*	Миорский	0,0001
256	*Березовский большой камень, мест.*	Миорский	0,0001
257	*Луповщинский большой камень, местн.*	Миорский	0,0001
258	*Мозолевский большой камень, местн.*	Миорский	0,0001
259	*Янопольский сокровищенский камень, местн.*	Миорский	0,0001
260	*Гиръятский большой камень, местн.*	Миорский	0,0001
261	*Симков сокровищенский камень, местн.*	Миорский	0,0001
262	*Ражневский валун, местн.*	Миорский	0,0001
263	*Перебродский валун следовик, местн.*	Миорский	0,0001
264	*Каменные Волы мозырские*	Мозырский	0,0001
265	*Большой камень побоевский с ямками*	Мостовский	0,0001
266	*Камень юшковичский*	Мядельский	0,0001
267	*Большой камень маргиновский, местн.*	Мядельский	0,0001
268	*Камень дягилевский, местн.*	Мядельский	0,00005
269	*Большой камень жосненский, местн.*	Мядельский	0,0001
270	*Большой камень кочергинский, местн.*	Мядельский	0,0001
271	*Камень ольшевский, местн.*	Мядельский	0,0001
272	*Камень брылевский*	Мядельский	0,0001
273	*Большой камень мацкийский*	Мядельский	0,0001
274	*Седловой камень занарочанский с ямками*	Мядельский	0,0001
275	*Большой камень проньковский*	Мядельский	0,0001
276	*Большой камень высочкинский*	Мядельский	0,0001
277	*Большой камень юшковичский с ямками*	Мядельский	0,0001
278	*Большой камень красницкий*	Мядельский	0,0001
279	*Большой камень венцевичский*	Мядельский	0,0001
280	*Большой камень лещинский*	Мядельский	0,0001
281	*Чертов камень шкленниковский*	Мядельский	0,0001
282	*Большой камень гулийский*	Мядельский	0,0001
283	*Большой камень бояровский*	Мядельский	0,0001
284	*Два валуна лукинские, местн.*	Новогрудский	0,0001
285	*Большой камень гердовкинский, местн.*	Новогрудский	0,0001
286	*Запольская глыба (1) (западная)*	Новогрудский	0,0003
287	*Запольская глыба (2) (восточная)*	Новогрудский	0,0003
288	*Большой камень плисский*	Новогрудский	0,0001
289	*Большой камень литовский со знаками*	Новогрудский	0,0001
290	*Святой камень сенежицкий*	Новогрудский	0,00005
291	*Большой камень кудаевский*	Оршанский	0,0001
292	*Валун пашинский (1)*	Оршанский	0,0001
293	*Валун пашинский (2)*	Оршанский	0,0001
294	*Захаров камень*	Оршанский	0,0001
295	*Валун ромальдовский*	Оршанский	0,0001
296	*Захаришкинский камень, местн.*	Островецкий	0,0001
297	*Мацкевичев камень, местн.*	Островецкий	0,0001
298	*Александрийский камень, местн.*	Островецкий	0,0001
299	*Валун ваверанский, местн.*	Островецкий	0,0001
300	*Валун мацкийский, местн.*	Островецкий	0,0001
301	*Валун литвянский, местн.*	Островецкий	0,0001
302	*Валун малоякинтанский, местн.*	Островецкий	0,0001
303	*Два валуна германишкинские, местн.*	Островецкий	0,0001
304	*Валун великоякинтанский, местн.*	Островецкий	0,0001
305	*Мурованый (Большой) камень*	Островецкий	0,0001
306	*Большой камень кутишкинский*	Островецкий	0,0001
307	*Ярошишкинские камни*	Островецкий	0,0001
308	*Большой камень секеровский со знаком*	Ошмянский	0,0001
309	*Большой камень огородникский, местн.*	Ошмянский	0,0001

Продолжение табл. 15.1

1	2	3	4
310	*Валун огородникский, местн.*	Ошмянский	0,0001
311	*Бородовщинский камень, местн.*	Ошмянский	0,0001
312	*Валун моствилишкинский, местн.*	Ошмянский	0,0001
313	*Два валуна гудовщинские, местн.*	Ошмянский	0,0001
314	*Шаповаловский камень с кладом, местн.*	Ошмянский	0,0001
315	*Валун анкудовский, местн.*	Ошмянский	0,0001
316	*Два валуна гологурские, местн.*	Ошмянский	0,0001
317	*Валун лопейковский, местн.*	Ошмянский	0,0001
318	*Два валуна войтеховские, местн.*	Ошмянский	0,0001
319	*Валун вощиникский, местн.*	Ошмянский	0,0001
320	*Петковский камень, местн.*	Ошмянский	0,0001
321	*Валун новодворский, местн.*	Ошмянский	0,0001
322	*Валун войневичский, местн.*	Ошмянский	0,0001
323	*Два мочиловских камня, местн.*	Ошмянский	0,0001
324	*Валун чернушкинский, местн.*	Ошмянский	0,0001
325	*Валун ровский, местн.*	Ошмянский	0,0001
326	*Два валуна лойтовщинские, местн.*	Ошмянский	0,0001
327	*Два валуна гиневские, местн.*	Ошмянский	0,0001
328	*Валун петровичский, местн.*	Ошмянский	0,0001
329	*Смолянковский большой камень*	Ошмянский	0,0001
330	*Невестин камень*	Ошмянский	0,0001
331	*Жвирблишкинский валун*	Ошмянский	0,0001
332	*Студенецкий валун*	Ошмянский	0,0001
333	*Валун святицкий*	Полоцкий	0,0001
334	*Группа валунов бикульничская — языческое святилище Яново*	Полоцкий	0,01
335	*Большой камень завлический*	Поставский	0,0001
336	*Чертов (Призрак) камень соболковский*	Поставский	0,0001
337	*Большой камень трапшевичский, местн.*	Поставский	0,0001
338	*Большой камень зыбалишкинский, местн.*	Поставский	0,0001
339	*Большой камень чашковщинский, местн.*	Поставский	0,0001
340	*Большой камень комайский, местн.*	Поставский	0,0001
341	*Большой камень лодоский*	Поставский	0,0001
342	*Большой камень мегунский*	Поставский	0,0001
343	*Валун казнадзеишкинский, местн.*	Поставский	0,0001
344	*Святой (Дырявый) камень каптарунский*	Поставский	0,0001
345	*Большой камень россонский, местн.*	Россонский	0,0001
346	*Большой камень глазковский, местн.*	Россонский	0,0001
347	*Большой камень фоминский, местн.*	Россонский	0,0001
348	*Межновский большой камень, местн.*	Россонский	0,0001
349	*Грушин камень заозерский, местн.*	Россонский	0,0001
350	*Валун лапещинский, местн.*	Россонский	0,0001
351	*Локтевский большой камень, местн.*	Россонский	0,0001
352	*Кедровский камень крестовский, местн.*	Россонский	0,0001
353	*Лидин камень гречушинский, местн.*	Россонский	0,0001
354	*Валун высоцковский, местн.*	Россонский	0,0001
355	*Валун заозерский, местн.*	Россонский	0,0001
356	*Пилипенский большой камень, местн.*	Россонский	0,0001
357	*Избищанский большой камень, местн.*	Россонский	0,0001
358	*Валун гречушинский, местн.*	Россонский	0,0001
359	*Цыбульский камень заозерский, местн.*	Россонский	0,0001
360	*Сырный камень россонский, местн.*	Россонский	0,0001
361	*Шатанский камень россонский, местн.*	Россонский	0,0001
362	*Чертов или камень Портной сенненский*	Сенненский	0,0001
363	*Чертов камень заборский*	Сенненский	0,0001

Продолжение табл. 15.1

1	2	3	4
364	*Валун клин орлянский*	Сенненский	0,0001
365	*Перун камень расходненский*	Сенненский	0,0001
366	Расколотый камень альбертинский	Слонимский	0,0001
367	*Большой камень смовжитский*	Слонимский	0,0001
368	*Большой камень кракотский*	Слонимский	0,0001
369	*Глыба кракотская*	Слонимский	0,0001
370	*Камень кракотский с ямками*	Слонимский	0,0001
371	*Большой камень сеньковщинский*	Слонимский	0,0001
372	*Большой камень рудавковский*	Слонимский	0,0001
373	Гривень камень	Сморгонский	0,0001
374	Валун с надписью кушлянский	Сморгонский	0,0001
375	*Камень Горка сморгонский*	Сморгонский	0,0001
376	*Асилак камень (Большой)*	Сморгонский	0,0001
377	*Две глыбы и три валуна сутьковские, местн.*	Сморгонский	0,001
378	*Валун кривский, местн.*	Сморгонский	0,0001
379	*Валун катериновский, местн.*	Сморгонский	0,0001
380	*Валун полянский, местн.*	Сморгонский	0,0001
381	*Валун милидовщинский, местн.*	Сморгонский	0,0001
382	*Большой камень сутьковский, местн.*	Сморгонский	0,0001
383	*Валун хведевичский, местн.*	Сморгонский	0,0001
384	*Валун войстомский, местн.*	Сморгонский	0,0001
385	*Валун углянский, местн.*	Сморгонский	0,0001
386	*Большой камень тупальщинский, местн.*	Сморгонский	0,0001
387	*Валун пильцевский, местн.*	Сморгонский	0,0001
388	*Марцишкинский камень, местн.*	Сморгонский	0,0001
389	*Валун селецкий, местн.*	Сморгонский	0,0001
390	*Валун юриздицкий, местн.*	Сморгонский	0,0001
391	*Валун будилкинский, местн.*	Сморгонский	0,0001
392	*Чертов камень войневичский, местн.*	Сморгонский	0,0001
393	*Большой камень асановский*	Сморгонский	0,0001
394	*Большой камень полторавщинский*	Сморгонский	0,0001
395	*Валун каменицкий*	Сморгонский	0,0001
396	*Котов камень кевловский*	Сморгонский	0,0001
397	*Большой камень кревский*	Сморгонский	0,0001
398	*Козий камень ядвиговский*	Сморгонский	0,0001
399	Большие камни узденские	Узденский	0,0001
400	*Валун глыбочанский*	Ушачский	0,0001
401	*Валун яковетский*	Ушачский	0,0001
402	*Валун сорочинский*	Ушачский	0,0001
403	Валун новоалександровский, местн.	Чаусский	0,0001
404	Валун бродский, местн.	Чаусский	0,0001
405	Змеев камень чашникский, местн.	Чашникский	0,0001
406	*Большой камень лапуновский, местн.*	Шарковщинский	0,0001
407	*Большой камень пашковский, местн.*	Шарковщинский	0,0001
408	*Большой камень жуки-ложновский, местн.*	Шарковщинский	0,0001
409	*Большой камень дубовковский, местн.*	Шарковщинский	0,0001
410	*Валун дубовковский, местн.*	Шарковщинский	0,0001
411	*Шаленый камень гридюшкинский, местн.*	Шарковщинский	0,0001
412	*Камень иванский с надписью, местн.*	Шарковщинский	0,0001
413	Большой (Чертов) камень шумилинский	Шумилинский	0,0001
414	*Валуны горoватские*	Шумилинский	0,0001
415	*Валуны шавекские*	Шумилинский	0,0001
416	*Валун микулишкинский*	Щучинский	0,0001
417	*Валун якубовичский*	Щучинский	0,0001

Продолжение табл. 15.1

1	2	3	4
418	*Валун костеневский, местн.*	Щучинский	0,0001
419	*Валун скоржицкий, местн.*	Щучинский	0,0001
420	*Валун ляцк-высоцкий, местн.*	Щучинский	0,0001
421	*Валун красненский, местн.*	Щучинский	0,0001
422	*Валун старовасилишкинский, местн.*	Щучинский	0,0001
423	*Большой камень пугачевский*	Щучинский	0,0001
424	*Большой камень василишкинский с ямками*	Щучинский	0,0001
425	*Валун каптюганский*	Щучинский	0,0001
426	*Валун зеневский с ямками*	Щучинский	0,0001
427	*Валун баличский с ямками*	Щучинский	0,0001
428	*Валун барташикский со знаком*	Щучинский	0,0001
429	*Валун и диван каменный фарноконецкий*	Щучинский	0,0001
430	*Три валуна топилишкинских*	Щучинский	0,0003
431	*Мартин камень щучинский*	Щучинский	0,0001
432	*Валун зареченский с ямками*	Щучинский	0,0001
433	*Валун староподдубский*	Щучинский	0,0001
Памятники природы — формы рельефа			
434	*Битюнский камовый массив (ГМ)*	Браславский	1,2
435	*Думаришкинские холмы (ГМ)*	Браславский	1,0
436	*Баркуновы Горы (ГМ)*	Браславский	0,9
437	*Суботишские холмы (ГМ)*	Браславский	0,8
438	*Высшая точка Браславщины — Смульки (ГМ)*	Браславский	0,2
439	*Слободковская озовая гряда*	Браславский	1,5
440	*Масковицкие камы*	Браславский	1,1
441	*Струстянский кам — Баханок*	Браславский	0,4
442	*Пузовичская кольцевая структура — Ободок*	Браславский	0,8
443	*Низшая точка западной Беларуси — Федоринки*	Браславский	0,4
444	*Гора Мироткова, местн.*	Вилейский	0,85
445	*Речкинские холмы, местн.*	Вилейский	0,8
446	*Кавеневская котловина, местн.*	Вилейский	0,8
447	*Гора Подвысокая (кам), местн.*	Вилейский	0,3
448	*Синяя Гора, местн.*	Воложинский	2,5
449	*Гора Замечек, местн.*	Воложинский	0,6
450	*Гора Ходчиха, местн.*	Воложинский	0,4
451	*Амилина Гора, местн.*	Воложинский	0,2
452	*Казинская Гора, местн.*	Воложинский	0,1
453	*Мантунская гряда (оз)*	Вороновский	7,5
454	*Дубинцовский холм (кам)*	Вороновский	4,6
455	*Пущанская Гора*	Вороновский	1,8
456	*Гудзинишкинская гряда (Оз)*	Вороновский	0,6
457	*Ковалевская Гора, местн.*	Глубокский	1,8
458	*Горватский кам, местн.*	Глубокский	0,6
459	*Зябкинский холм, местн.*	Глубокский	0,13
460	*Медведевский оз, местн.*	Глубокский	0,12
461	*Горкинский оз*	Глубокский	0,4
462	*Голубинское пинго*	Глубокский	0,6
463	*Мосарский камоид*	Глубокский	0,4
464	*Удебненский оз, местн.*	Городокский	0,5
465	*Котловина Ройста, местн.*	Ивьевский	2,5
466	*Гора Маяк, местн.*	Ивьевский	0,6
467	*Загорьевский Холм, местн.*	Кореличский	4,0
468	*Сервечская гряда, местн.*	Кореличский	0,7
469	*Песочненская гряда, местн.*	Кореличский	0,4
471	*Гора Замок*	Кореличский	0,018
470	*Березовецкий холм (кам), местн.*	Кореличский	0,35

Окончание табл. 15.1

1	2	3	4
472	*Мокранская дюна*	Малоритский	1,6
473	*Орлянская дюна, местн.*	Малоритский	1,5
474	*Хостиславская дюна, местн.*	Малоритский	6,0
475	*Збуражская гряда, местн.*	Малоритский	3,0
476	*Гора Меловая с валунами, местн.*	Малоритский	1,8
477	*Горянская гряда, (ГМ) местн.*	Миорский	0,5
478	*Буяновский холм (останец), (ГМ) местн.*	Миорский	0,9
479	*Навалокские холмы, (ГМ) местн.*	Миорский	0,8
480	*Котловины Гумнище и Подберезье*	Мостовский	0,14
481	*Гора Пустовины, местн.*	Мядельский	0,4
482	*Гора Барсучиха, местн.*	Мядельский	0,2
483	*Полуостров Черевки*	Мядельский	0,9
484	*Береговой уступ степеневский*	Мядельский	0,4
485	*Тюкшинская гряда*	Мядельский	0,2
486	*Лукинская гряда*	Мядельский	0,2
487	*Полуостров Наносы*	Мядельский	0,9
488	*Кочергинская гряда*	Мядельский	0,2
489	*Дубовая Гора*	Мядельский	0,25
490	*Гора Каплица, местн.*	Новогрудский	2,8
491	*Рутковский холм, местн.*	Новогрудский	0,8
492	*Пуцевичская Гора*	Новогрудский	0,85
493	*Орешкинская гряда*	Оршанский	0,4
494	*Рудаков ров*	Оршанский	0,8
495	*Ключниковский холм*	Оршанский	0,9
496	*Медведевский камовый холм*	Оршанский	1,0
497	*Плебанская ложбина с группой валунов, местн.*	Ошмянский	0,8
498	*Тюпишкинская Гора, местн.*	Ошмянский	0,4
499	*Гора Пеликан, местн.*	Ошмянский	1,6
500	*Камовый холм Валатовка*	Полоцкий	0,002
501	*Гора Большая, местн.*	Поставский	0,16
502	*Жуперская гряда (оз), местн.*	Поставский	0,1
503	*Гора Маяк*	Поставский	0,13
504	*Гора Бояровщина*	Поставский	0,8
505	*Гора Гороватка*	Поставский	0,02
506	*Бородинский холм, местн.*	Поставский	0,3
507	*Чернецкий холм, местн.*	Поставский	0,24
508	*Гора Лысая*	Поставский	0,04
509	*Озовая гряда Рыли, (ГМ) местн.*	Россонский	0,9
510	*Гора Гвоздиха, (ГМ) местн.*	Россонский	0,6
511	*Гора Стражиная*	Слонимский	1,2
512	*Приреченская дюна*	Слонимский	0,4
513	*Гора Перовка*	Слонимский	0,00035
514	*Гора Колпак*	Слонимский	0,2
515	*Карачевщина, местн.*	Сморгонский	0,2
516	*Свайгинский оз*	Сморгонский	0,4
517	*Милидовская Гора*	Сморгонский	0,2
518	*Гора Федотовая, местн.*	Шарковщинский	1,8
519	*Гряда Зенкевичева, местн.*	Шарковщинский	0,8
520	*Быстрицкая долина, местн.*	Шарковщинский	0,6
521	*Кушлевская долина прорыва, местн.*	Шарковщинский	0,5
522	*Местечковая долина, местн.*	Шарковщинский	0,5
523	*Камовый холм костеневский*	Щучинский	0,01

Примечание. 1. Обозначения и сокращения: местн. — территории и объекты местного значения, без этого сокращения — имеют республиканский статус; ГГМП — геолого-геоморфологический и палеонтологический объект или территория; ГМ — геоморфологический объект или территория. **2.** Курсивом выделены названия территорий и объектов, объявленных особо охраняемыми по предложению Института геологических наук НАН Беларуси.

Литература

Абдрахимов М.З., Траскин В.Ю., Перцов Н.В., Зони М.С., Лапев В.С., Медведев Р.В. Исследования разуплотнения кристаллических пород сверхглубоких скважин методами физико-химической механики // Глубинное строение и геодинамика кристаллических щитов Европейской части СССР. Апатиты, **1992**. С. 128–136.

Абраменко В.И. Литология кембрийских отложений Белоруссии: Автореф. дисс. ... канд. геол.-минер. наук. Мн., **1990**.

Абраменко В.И., Ажгиревич Л.Ф., Самодуров В.П. Цеолиты в верхнеюрских отложениях Беларуси // Докл. АН Беларуси. **1994**. Т. 38, № 1. С. 102–105.

Абраменко В.И., Зиновенко Г.В., Пискун Л.В. Дотрилобитовые нижнекембрийские отложения северной части Подлясско-Брестской впадины // Докл. АН БССР. **1988**. Т. XXXII, № 10. С. 929–932.

Абраменко В.И., Зиновенко Г.В., Пискун Л.В. Корреляция кембрийских отложений южной части Подлясско-Брестской впадины // Докл. АН БССР. **1989**. Т. 33, № 6. С. 557–560.

Абраменко В.И., Зиновенко Г.В., Пискун Л.В. Кембрийские отложения запада Восточно-Европейской платформы и проблемы их корреляции // Літасфера. **1994**. № 1. С. 42–55.

Абраменко В.И., Левых Н.Н. Особенности глинистого минералообразования в отложениях нижнего кембрия Брестской впадины // Литология, геология, палеогеография верхнепротерозойских и палеозойских отложений Белоруссии. Мн., **1977**. С. 21–32.

Абраменко В.И., Левых Н.Н. Вещественный состав отложений кембрия северо-запада Белоруссии // Литология, геохимия и фации верхнего протерозоя и палеозоя БССР. Мн., **1979**. С. 51–58.

Абушик А.Ф., Кручек С.А., Моисеева Т.И., Пушкин В.И. Положение границы силур-девон в скважине Томашовка II (юго-западная часть БССР) // Докл. АН БССР. **1982**. Т. XXVI, № 6. С. 533–536.

Абушик А.Ф., Моисеева Т.И. Биостратиграфия силурийских отложений Брестской впадины по остракодам // Геология платформенного чехла Белоруссии. Мн., **1989**. С. 82–97.

Автушко М.И., Матвеев А.В., Нечипоренко Л.А. Проявление нарушений в концентрациях радона в покровных отложениях на территории Воложинского грабена // Докл. АН Беларуси. **1996**. Т. 40, № 6. С. 92–95.

Авхимович В.И. Комплексы спор фаменских соленосных и надсолевых отложений Припятской впадины и их стратиграфическое значение: Автореф. дисс. ... канд. геол.-минер. наук. Вильнюс, **1975**.

Авхимович В.И. О сопоставлении верхнефаменских отложений Припятской впадины и Центрального девонского поля // Современные проблемы геологии БССР. Мн., **1978**. С. 63–71.

Авхимович В.И. Зональное расчленение и корреляция пограничных отложений девона и карбона Белоруссии (Припятский прогиб) со стандартными разрезами Франко-Бельгийского бассейна по спорам // Палеонтология и ее роль в познании геологического строения территории Белоруссии. Мн., **1986**$_1$. С. 145–165.

Авхимович В.И. Палинологическое обоснование границы девона и карбона в Припятской впадине // Мат. к Всесоюзному совещанию. Мн., **1986**$_2$. С. 9–13.

Авхимович В.И. Споры пограничных отложений девона и карбона Восточно-Европейской платформы // Опорные разрезы и корреляция границы девона и карбона Евразии. Магадан, **1986**$_3$. С. 125–146.

Авхимович В.И., Высоцкий Э.А. О стратиграфическом значении реперов в соленосных отложениях Припятской впадины // Новое в стратиграфии, тектонике и четвертичной геологии Белоруссии. Мн., **1979**. С. 28–34.

Авхимович В.И., Голубцов В.К., Демиденко Э.К. Характерный разрез пограничных отложений девона и карбона Припятской впадины // Граница девона и карбона на территории СССР. Мн., **1988**. С. 40–53.

Авхимович В.И., Демиденко Э.К., Кручек С.А. Биостратиграфия и органические остатки галитовой подтолщи верхнесоленосной толщи Припятского прогиба // Мат. по геологии осадочной толщи Белоруссии. Мн., **1985**. С. 84–94.

Авхимович В.И., Кедо Г.И. О полесском (озерско-хованском) возрасте верхней (фаменской) части соленосной толщи в северной зоне Припятского прогиба по палинологическим исследованиям // Новые данные по тектонике, стратиграфии и вещественному составу осадочных образований БССР. Мн., **1982**. С. 62–70.

Авхимович В.И., Кручек С.А. Стратиграфия верхнефранской соленосной толщи Припятского прогиба // Особенности регионального строения территории БССР. Мн., **1980**. С. 27–36.

Агаджанян А.К., Бирюков И.П., Шик М.С. Палеонтологическая характеристика рославльских межледниковых отложений в стратотипическом районе // Докл. АН СССР. **1988**. Т. 299, № 5. С. 1191–1195.

Ажгиревич Л.Ф. Катагенез и палеотермия пород платформенного чехла Припятского прогиба // Строение и развитие платформенного чехла Белоруссии. Мн., **1976**. С. 61–73.

Ажгиревич Л.Ф. Буроугольная формация Белоруссии. Мн., **1981**.

Ажгиревич Л.Ф. Использование пластов горючих сланцев в качестве коррелянтов при расчленении полесских (озерско-хованских) отложений Припятской впадины // Новые данные по стратиграфии Белоруссии. Мн., **1981**. С. 86–88.

Ажгиревич Л.Ф. Сланценосная формация верхнего палеозоя Белоруссии. Мн., **1982**.

Ажгиревич Л.Ф. Закономерности размещения и образования горючих ископаемых. Мн., **1986**.

Ажгиревич Л.Ф., Аношко Я.И. Корреляция разрезов предледниковых отложений брестского горизонта Беларуси // Неогеновые отложения Белоруссии. Мн., **1982**. С. 18–25.

Ажгиревич Л.Ф., Аношко Я.И., Рылова Т.Б., Хурсевич Г.К., Шиманович С.Л., Якубовская Т.В. Новые представления о стратиграфии неогеновых отложений Беларуси // Літасфера. **1996**. № 4. С. 50–61.

Ажгиревич Л.Ф., Бурлак А.Ф., Зинова Р.А. Палеогеография и литогенез неогена на территории Белоруссии // Палеогеография кайнозоя Белоруссии. Мн., **1989**. С. 83–90.

Ажгиревич Л.Ф., Государева А.А., Козловская Р.К. Методы и корреляция сланценосных отложений Припятского бассейна // Угольные бассейны и условия их формирования. Мн., **1983**. С. 110–115.

Ажгиревич Л.Ф., Жицкая З.В., Невмержицкая З.М., Палер Л.М., Савченко Н.А. Основные данные по литологии и палеогеографии каменноугольных отложений Припятского прогиба // Мат. I семинара по результатам обработки материалов глубинного бурения на Русской платформе. Мн., **1971**. С. 162–169.

Ажгиревич Л.Ф., Жицкая З.В., Невмержицкая З.М., Палер Л.М., Савченко Н.А., Павленко Н.А., Монкевич К.З. Коры выветривания каменноугольных отложений Припятской впадины // Проблемы нефтегазоности Беларуси. Мн., **1974**. С. 53–77.

Ажгиревич Л.Ф., Кедо Г.И., Демиденко Э.К. Корреляция сланценосных отложений Припятского бассейна // Мат. по геологии кристаллического фундамента и осадочного чехла Белоруссии. Мн., **1981**. С. 172–182.

Ажгиревич Л.Ф., Ковалев В.А., Кручек С.А. Этапы сланценакопления в осадочном чехле Белоруссии // Докл. АН БССР. **1980**. Т. XXIV, № 6. С. 541–544.

Ажгиревич Л.Ф., Кручек С.А. О горючих сланцах среднего и верхнего девона Белоруссии // Изучение осадочной толщи и кристаллического фундамента территории Белоруссии. Мн., **1984**. С. 122–135.

Ажгиревич Л.Ф., Кручек С.А., Левый М.Г., Обуховская Т.Г., Стрельцова Г.Д. Горючие сланцы в отложениях речицкого горизонта верхнего девона Жлобинской седловины // Докл. АН Беларуси. **1996**. Т. 40, № 1. С. 98–101.

Ажгиревич Л.Ф., Маныкин С.С., Невмержицкая З.М. Условия формирования верхнеолигоцен-миоценовых угленосных отложений Припятской впадины // Некоторые вопросы стратиграфии и палеонтологии кайнозойских и мезозойских отложений Белоруссии. Мн., **1974**. С. 250–269.

Ажгиревич Л.Ф., Моисеева Т.И. Формации юрской седиментации Беларуси // Геологическое строение и развитие платформенного чехла Беларуси. Мн., **1992**. С. 116–126.

Ажгиревич А.Ф., Палер Л.М., Савченко Н.А. Формации каменноугольных отложений Припятского прогиба // Докл. АН БССР. **1971**. Т. XV, № 3. С. 262–265.

Ажгиревич А.Ф., Палер Л.М., Савченко Н.А. Особенности современного структурного плана каменноугольных отложений Припятской впадины // Докл. АН БССР. **1973**. Т. XVII, № 9. С. 839–842.

Ажгиревич А.Ф., Палер Л.М., Савченко Н.А. Сланце- и угленосные формации палеозоя Припятского прогиба // Геология и геохимия горючих ископаемых. **1974**. Вып. 38. С. 82–91.

Ажгиревич Л.Ф., Ропот В.Ф. Оолитовый горизонт келловея Беларуси // Докл. АН Беларуси. **1993**. Т. 37, № 5. С. 94–97.

Ажгиревич Л.Ф., Рылова Т.Б., Якубовская Т.В. О положении крупейской свиты в разрезе кайнозоя Туровской депрессии // Докл. АН БССР. **1990**. Т. 34, № 10. С. 936–940.

Азаренко Ф.С., Богино В.А., Хомич П.З. Современное состояние менерально-сырьевой базы Беларуси и основные направления ее дальнейшего развития // Літасфера. **1994**. № 1. С. 26–41.

Айзберг Р.Е. Структуры и формации чехла запада Русской плиты и их эволюция: Автореф. дисс. ... докт. геол.-минер. наук. М., **1978**.

Айзберг Р.Е. Геодинамическая эволюция Припятского прогиба // Докл. АН БССР. **1986**. Т. XXX, № 5. С. 460–463.

Айзберг Р.Е., Ажгиревич Л.Ф., Гарецкий Р.Г. Геодинамические процессы и фанерозойские формации запада Восточно-Европейской платформы // Докл. АН СССР. **1989**. Т. 305, № 5. С. 1174–1176.

Айзберг Р.Е., Гарецкий Р.Г. Разломная тектоника Белоруссии и смежных районов // Разломы Белоруссии и Прибалтики. Мн., **1974**. С. 3–29.

Айзберг Р.Е., Гарецкий Р.Г., Климович И.В. Тектоника Оршанской впадины. Мн., **1985**.

Айзберг Р.Е., Гарецкий Р.Г., Клушин С.В., Синичка А.М., Позняккевич З.Л. Тектоника нефтеносных комплексов Припятского палеорифта и ее связь с глубинной структурой земной коры // Сов. геология. **1988**. № 12. С. 3–14.

Айзберг Р.Е., Гарецкий Р.Г., Синичка А.М. Сарматско-Туранский линеамент земной коры // Проблемы теоретической и региональной тектоники. М., **1971**. С. 41–51.

Айзберг Р.Е., Кислик В.З., Лупинович Ю.И., Окушко В.Б. Формации герцинского комплекса Припятского прогиба и палеотектонические условия их накопления // Проблемы тектоники Припятского прогиба. Мн., **1974**. С. 117–129.

Айзберг Р.Е., Климович И.В. Тектоника Оршанской впадины // Докл. АН БССР. **1971**. Т. XV, № 9. С. 826–829.

Айзберг Р.Е., Шишкин Е.И., Шишкина Т.Ю., Старчик Т.А. Герцинская геодинамика Припятского палеорифта (модельные аспекты) // Палеогеодинамика нефтегазоносных бассейнов Восточно-Европейской платформы. Мн., **1994**. С. 40–56.

Академия наук Белорусской ССР. Мн., **1979**.

Акимец В.С. Стратиграфия и фораминиферы верхнемеловых отложений Белоруссии: Дисс. ... канд. геол.-минер. наук. Мн., **1958**.

Акимец В.С. Стратиграфия и фораминиферы верхнемеловых отложений Белоруссии // Палеонтология и стратиграфия БССР. Мн., **1961**. Сб. III. С. 3–245.

Акимец В.С. Новые данные по стратиграфии и фораминиферам верхнемеловых отложений восточной части Белоруссии // Палеонтология и стратиграфия БССР. Мн., **1963**. Сб. IV. С. 190–215.

Акимец В.С. Стратиграфия и фораминиферы нижнемеловых отложений Белоруссии // Палеонтология и стратиграфия Прибалтики и Белоруссии. Вильнюс, **1966**. Сб. I (VI). С. 293–375.

Акимец В.С. Меловая система // Геология СССР. Т. III. Белорусская СССР. Геологическое описание. М., **1971**. С. 188–214.

Акимец В.С. Альбские отложения Белоруссии // Некоторые вопросы стратиграфии и палеонтологии палеозойских и мезозойских отложений Белоруссии. Мн., **1974**. С. 233–249.

Акимец В.С. Стратиграфия и геологическое строение верхнемеловых отложений северного склона Украинского щита (в пределах юга Белоруссии и севера Украины) // Вопросы регионального геологического строения территории БССР. Мн., **1983**. С. 155–168.

Акимец В.С. Уточнение и детализация зонального расчленения маастрихтских отложений Белоруссии по фораминиферам // Геологическое строение и развитие территории БССР. Мн., **1986**. С. 112–131.

Акимец В.С., Дубинина Л.Т. Расчленение нижнемеловых отложений юго-востока Припятской впадины по данным микрофаунистических и палинологических исследований // Некоторые вопросы стратиграфии и палеонтологии палеозойских и мезозойских отложений Белоруссии. Мн., **1974**. С. 212–232.

Аксаментова Н.В. Химический состав и первичная природа нижнепротерозойских сланцев Житковичского горста // Новые данные по геологии БССР. Мн., **1977**. С. 98–107.

Аксаментова Н.В. Стратиграфия и магматизм докембрия Микашевичско-Житковичского выступа // Мат. республ. сов. по проблеме “Геология и металлоносность кристаллического фундамента Белоруссии”. Мн., **1978**. С. 15–27.

Аксаментова Н.В. Геохимические особенности и генезис слюдистых сланцев люденевичской свиты Житковичского горста (юг БССР) // Геология твердых ископаемых БССР. Мн., **1979**. С. 29–41.

Аксаментова Н.В. Протерозойские вулканогенные формации юга Белоруссии // Геол. журнал. **1981**. Т. 41, № 2. С. 51–60.

Аксаментова Н.В. Протерозойский щелочнобазальтовый магматизм юга Белоруссии // Докл. АН БССР. **1986**. Т. XXX, № 6. С. 534–537.

Аксаментова Н.В. Эволюция структурообразования в раннем докембрии на юго-западе Восточно-Европейской платформы // Докл. АН БССР. **1988**. Т. XXXII, № 5. С. 433–436.

Аксаментова Н.В. Эволюция химического состава земной коры в раннем докембрии на западе Русской плиты // Докл. АН БССР. **1989**. Т. 33, № 4. С. 369–372.

Аксаментова Н.В. Тектоника фундамента // Тектоника запада Восточно-Европейской платформы. Мн., **1990**. С. 13–24.

Аксаментова Н.В. Первая находка конгломератов в кристаллическом фундаменте Белоруссии // Докл. АН Беларуси. **1992**. Т. 36, № 7–8. С. 625–629.

Аксаментова Н.В. Минеральный состав и генетические типы глиноземистых пород Микашевичско-Житковичского выступа // Докл. АН Беларуси. **1994**. Т. 38, № 4. С. 100–104.

Аксаментова Н.В. Магматизм и тектоническая позиция раннепротерозойского Осницко-Микашевичского вулкано-плутонического пояса // Докл. АН Беларуси. **1996**. Т. 40, № 1. С. 102–107.

Аксаментова Н.В., Архипова А.А., Кошевенко М.К., Найденков И.В. Вещественный состав пород гнейсового комплекса кристаллического фундамента Припятского прогиба и их первичная природа // Докл. АН БССР. **1977**. Т. XXI, № 7. С. 618–621.

Аксаментова Н.В., Архипова А.А., Найденков И.В., Никитин Е.А. Раннедокембрийские магматические формации Белоруссии как показатели стадийности формирования континентальной земной коры региона // Происхождение и эволюция магматических формаций в истории Земли: Тез. докл. VII Всесоюзн. петрографич. совещания. г. Новосибирск, 8–12 сент. 1986 г. Новосибирск, **1986**. Т. 1. С. 129–131.

Аксаментова Н.В., Ганзеева Л.В. Петрология докембрийских оливиновых габбро-диабазов Микашевичско-Житковичского горста // Геол. журнал. **1976**. Т. 36, № 2. С. 115–125.

Аксаментова Н.В., Данкевич И.В., Найденков И.В. Глубинное строение Белорусско-Прибалтийского гранулитового пояса // Докл. АН Беларуси. **1994**. Т. 38, № 2. С. 93–98.

Аксаментова Н.В., Найденков И.В. Геохимические особенности исходных пород амфиболдвупироксеновых кристаллических сланцев Белорусского массива // Метаморфизм раннего докембрия. Апатиты, **1980**. С. 113–120.

Аксаментова Н.В., Найденков И.В. Геологическая карта кристаллического фундамента Белоруссии и прилегающих территорий. Масштаб I : I 000 000. Объяснительная записка. Киев, **1992**.

Аксаментова Н.В., Найденков И.В., Архипова А.А. Метаморфические комплексы кристаллического фундамента Белорусского массива и их структурное положение // Бюлл. МОИП. Отд. геол. **1980**. Т. 55. Вып. 4. С. 35–47.

Аксаментова Н.В., Найденков И.В., Архипова А.А. К вопросу о расчленении раннеархейских метаморфических образований Белорусского кристаллического массива // Мат. по стратиграфии Белоруссии. Мн., **1981**. С. 12–13.

Аксаментова Н.В., Найденков И.В., Архипова А.А. Этапы формирования и структура фундамента древних платформ (на примере территории Белоруссии) // Геотектоника. **1982**. № 5. С. 24–31.

Аксаментова Н.В., Найденков И.В., Архипова А.А. О природе гнейсов зон пониженных магнитных аномалий Белорусского массива // Вопросы регионального геологического строения территории БССР. Мн., **1983**. С. 49–64.

Аксаментова Н.В., Пап А.М. Стратиграфия нижнепротерозойских отложений юга Белоруссии // Проблемы региональной геологии Белоруссии. Мн., **1974**. С. 155–164.

Алейников А.А. Общая геологическая карта Европейской части СССР, западная половина и северо-восточная четверть 28-го листа 10-верстной карты // Тр. ГГУ. **1933**.

Алихова Т.Н. Стратиграфия ордовикских отложений Русской платформы. Л., **1960**.

Ананова Е.Н. Краткий очерк эволюции растительного покрова Русской равнины в неогене в связи с вопросом об объеме четвертичного периода (по палинологическим данным) // Сборник по палеогеографии и стратиграфии четвертичных и третичных отложений. Л., **1960**. С. 6–41.

Ананова Е.Н. Пыльца в неогеновых отложениях юга Русской равнины. Л., **1974**.

Ананова Е.Н., Культина В.В. Межледниковые флоры Лихвинского страторайона // Проблемы палеогеографии. Л., **1965**. С. 57–98.

Ананова Е.Н., Тарасевич В.Ф. Палинологическое обоснование возраста ламкинской и горелкинской свит Окско-Донской равнины // Миоцен Окско-Донской равнины. М., **1977**. С. 57–85.

Андреева Е.М. Докембрийские комплексы растительных микрофоссилий СССР // Палеопалинология: Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер. **1966**. Вып. 141. С. 10–17.

Анкудинов С.С., Брио Х.С., Садов А.С. Глубинное строение земной коры на территории Прибалтики по данным сейсморазведочных работ ГСЗ // Белорусский сейсмологический бюллетень. Мн., **1991**. С. 111–117.

Аношко Я.И. Корреляция верхнеолигоцен-неогеновых отложений Белоруссии и Западной Европы по минералогическим данным // Литология, геохимия и стратиграфия континентальных кайнозойских отложений Белоруссии. Мн., **1988**. С. 33–38.

Аношко Я.И. Континентальные палеоген-неогеновые отложения юго-востока Белоруссии. Мн., **1990**.

Антипенко С.В. О возможности использования известковых водорослей фаменских отложений Припятской впадины для стратиграфических целей // Геология осадочного чехла Белоруссии. Мн., **1984**. С. 22–25.

Антипенко С.В. Биостратиграфические комплексы и сообщества известковых водорослей межсолевых (нижнефаменских) отложений Припятского прогиба // Геологическое строение и развитие платформенного чехла Беларуси. Мн., **1992**. С. 37–53.

Антипенко С.В. Роль известковых водорослей в формировании нижнефаменских органогенных образований Припятского прогиба // Палеоэкология и современное состояние геологической среды Беларуси. Мн., **1998**. С. 48–65.

Антонович М.А. Геологический очерк берегов Западной Двины в пределах Витебской губернии // Горн. журнал. **1873**. Т. 2. С. 55–87.

91. Зак. 5046.

Анциферова Г.А. Раннеплейстоценовая (мучкапская) диатомовая флора центральных районов Восточно-Европейской равнины, ее стратиграфическое и палеогеографическое значение: Автореф. дисс. ... канд. геол.-минер. наук. Таллинн, **1987**.

Анциферова Г.А. Флора диатомей нижнеплейстоценовых (мучкапских) отложений // Альгология. **1991**. Т. 1, № 1. С. 104–108.

Армашевский П.Я. Заметка о буровой скважине в г. Гомеле // Зап. киевского об-ва естествоиспытателей. **1887**. Вып. 1. Т. 16.

Армашевский П.Я. Предварительный отчет о геологическом исследовании в Могилевской губернии в 1891 г. // Изв. геол. ком. **1892**. Т. 11. С. 163–167.

Армашевский П.Я. Предварительный отчет о геологических исследованиях в Могилевской и Смоленской губерниях в 1892 г. // Изв. геол. ком. **1893**. Т. 12.

Армашевский П.Я. О ледниковых отложениях Могилевской губернии // Дневник IX съезда русских естествоиспытателей и врачей. № 10. М., **1894**.

Армашевский П.Я. Предварительный отчет о геологических исследованиях в Могилевской губернии в 1893 г. // Изв. геол. ком. **1895_1**. Т. 14. С. 229–234.

Армашевский П.Я. Геологическое исследование юго-восточной части Минской губернии // Изв. геол. ком. **1895_2**. Т. 14.

Арсланов Х.А., Бреслав С.Л., Заррина Е.П., Знаменская О.М., Краснов И.И., Малаховский Д.Б., Спиридонова Е.А. Климатостратиграфия и хронология среднего валдая Северо-Запада и Центра Русской равнины // Плейстоценовые оледенения Восточно-Европейской равнины. М., **1981**. С. 12–27.

Арсланов Х.А., Вознячук Л.Н., Величкевич Ф.Ю., Курьерова Л.В., Петров Г.С. Возраст максимальной стадии последнего оледенения на междуречье Западной Двины и Днепра // Докл. АН СССР, нов. серия. **1971**. Т. 196, № 1. С. 161–164.

Архангельская А.Д. Зональные комплексы спор и стратиграфия нижнего и среднего девона Русской плиты // Атлас спор и пыльцы нефтегазоносных толщ фанерозоя Русской и Туранской плит. М., **1985**. С. 5–80.

Архангельский А.Д. Геологическое строение и геологическая история СССР. Т. I. М., **1947**; Т. II. М., **1948**.

Архангельский А.Д., Розе Н.В., Колюбакин Н.В., Орлов В.П., Подеревская А.И. Тектоника докембрийского фундамента Восточно-Европейской платформы по данным общей магнитной съемки СССР // Изв. АН СССР. Сер. географии и геофизики. **1937**. № 2. С. 155–190.

Архипова А.А. Осмоловский комплекс ортоклаз-плагиоклазовых гранитоидов архея Белорусского массива // Докл. АН БССР. **1984**. Т. XXVIII, № 8. С. 744–747.

Архипова А.А. К вопросу о природе гнейсов "спушанской" толщи Белорусского массива // Петрология и геохимия кристаллических пород докембрия Белоруссии. Мн., **1989**. С. 89–96.

Архипова А.А. Петрология и геохимия гнейсово-мигматитовых комплексов кристаллического фундамента Беларуси: Автореф. дисс. ... канд. геол.-минер. наук. Мн., **1993**.

Архипова А.А., Найденков И.В. Геохимия породообразующих минералов докембрийских гранитоидов Белорусского массива // Геология, минералогия и геохимия суперкрустальных и магматических комплексов докембрия Белоруссии. Мн., **1992**. С. 61–77.

Архипова А.А., Найденков И.В. Средний химический состав кристаллического фундамента Беларуси // Докл. АН Беларуси. **1997**. Т. 41, № 4. С. 103–107.

Архипова А.А., Пап А.М. Условия метаморфизма гнейсов Припятской впадины // Новые данные по геологии БССР. Мн., **1977**. С. 92–97.

Асеева Е.Д. Микрофоссилии ярышевской свиты венда Подолии // Проблемы палинологии. Киев, **1971**. Вып. I. С. 204–212.

Астапенко В.Н., Каратаев Г.И. О физическом состоянии вещества тектоносферы Белорусско-Прибалтийского региона // Літасфера. **1994**. № 1. С. 127–146.

Астапенко В.Н., Кузнецов Ю.Н., Мастюлин Л.А. Геоэлектрическая характеристика тектоносферы Белоруссии // Докл. АН БССР. **1991**. Т. 35, № 7. С. 636–639.

Астапова С.Д., Винокуров В.Ф. Экспериментальная база валунов. Мн., **1990**.

Атлас геологического строения и нефтегазоносности Днепровско-Донецкой впадины. Киев, **1984**.

Атлас литолого-палеогеографических карт Русской платформы и ее геосинклинального обрамления. Ч. I. Поздний докембрий и палеозой. Масштаб 1 : 5 000 000. М. - Л., **1961**.

Афанасьев С.Л. Геохронологическая шкала фанерозоя и проблема геологического времени. М., **1987**.

Бабий Л.Г. Подземные воды отложений верхнего протерозоя и палеозоя Белоруссии. Мн., **1975**.

Бартницкий Е.Н. Изотопное датирование гранитоидных формаций // Гранитоидные формации Украинского щита. Киев, **1984**. С. 130–139.

Безусько Л.Г. К вопросу о формировании растительного покрова Буго-Стырского района в голоцене по данным палеопалинологии (Малое Полесье) // Актуальные вопросы современной ботаники. Киев, **1977**. С. 141–144.

Безусько Л.Г., Климанов В.А., Шеляг-Сосонко Ю.Р. Климатические условия Украины в позднеледниковье и голоцене // Палеоклиматы голоцена Европейской территории СССР. Мн., **1988**. С. 125–135.

Белецкий С.С. Опыт оценки подземного стока в реки БССР // Вопросы гидрогеологии и инженерной геологии. Мн., **1974**. С. 60–74.

Белорусская ССР: Краткая энциклопедия. Т. 2: Природа, экономика, народное образование. Мн., **1979**.

Белоусова Г.А. Нижнекаменноугольные отложения Припятской впадины (стратиграфия, палеогеография, брахиоподы): Автореф. дисс. ... канд. геол-минер. наук. Мн., **1970**.

Белоусова Г.А. Брахиоподы серпуховского надгоризонта нижнего карбона Припятской впадины // Проблемы региональной геологии Белоруссии. Мн., **1974**. С. 113–117.

Бер А.Г. О выделении антопольской свиты миоцена в Белоруссии // Геология Европейской территории СССР: Информ. сб. ВСЕГЕИ. **1961**. № 43. С. 83–95.

Берзинь Л.Э., Киявиньш Я.Р., Озолинь Н.К. О тектонике фундамента акватории Средней Балтики // Проблемы региональной геологии Прибалтики и Белоруссии. Рига, **1973**. С. 211–219.

Берковский А.Н. Геофизическое районирование фундамента // Основные проблемы геологического строения Русской плиты. Л., **1979**. С. 7–23.

Бескопыльный В.Н. Перспективы поисков залежей нефти и газа в фаменских отложениях палеовулканической области Припятской впадины // Докл. АН БССР. **1982**. Т. XXVI, № 3. С. 259–262.

Беспалько Н.А., Рокачук Т.А., Петрусь А.Ф., Свердлова С.А., Терец Г.Л. Состав и свойства полевых шпатов как критерии рудоносности // Вопросы прикладной геохимии. Киев, **1974**. С. 62–70.

Бессонова В.Я. Базальные отложения рифея запада Русской платформы // Докл. АН СССР. **1968**. Т. 178, № 5. С. 1149–1152.

Бессонова В.Я. Особенности литологии древнейшей осадочной свиты рифея Оршанской впадины // Литология, геохимия и полезные ископаемы Белоруссии и Прибалтики. Мн., **1968**. С. 51–66.

Бессонова В.Я., Веретенников Н.В. Некоторые особенности псефитового материала тиллитоподобных отложений могилевской свиты верхнего протерозоя Восточной и Центральной Белоруссии // Стратиграфия, литология и полезные ископаемые БССР. Мн., **1966**. С. 103–117.

Бессонова В.Я., Голионко Г.Б. Тектоника и история геологического развития Оршанской впадины на платформенном этапе // Бюлл. МОИП. Отд. геол. **1973**. Т. 48. Вып. 4. С. 27–35.

Бессонова В.Я., Нарожных Л.И. Микрофитолиты доломито-терригенной толщи верхнего докембрия Белоруссии // Докл. АН БССР. **1970**. Т. XIV, № 1. С. 47–52.

Бессонова В.Я., Пискун Л.В. Корреляция отложений кембрия Белоруссии со смежными районами // Новые данные по геологии БССР. Мн., **1977**. С. 29–34.

Бессонова В.Я., Пискун Л.В. Стратотипические разрезы кембрия восточной части Подлясско-Брестской впадины // Современные проблемы геологии БССР. Мн., **1978**. С. 34–45.

Бессонова В.Я., Пискун Л.В. Восточная часть Подлясско-Брестской впадины // Стратиграфия верхнедокембрийских и кембрийских отложений запада Восточно-Европейской платформы. М., **1979**. С. 109–118.

Бессонова В.Я., Синичка А.М., Голубцов В.К., Медведева М.Г. Опорные скважины СССР. Опорная скважина № 2 Оршанской впадины. Мн., **1972**.

Бессонова В.Я., Чумаков Н.М. Верхнедокембрийские ледниковые отложения западных районов СССР // Литология и полезные ископаемые. **1969**. № 2. С. 73–89.

Бибикова Е.В., Богданова С.В., Горбачев Р., Клаэссон С., Кирнозова Т.И. Изотопный возраст, природа и структура докембрийской коры в Беларуси // Стратиграфия, геологическая корреляция. **1995**. Т. 3, № 3. С. 68–78.

Бибикова Е.В., Кирнозова Т.И., Найденков И.В., Шатрубов Л.Л. Изотопный возраст раннедокембрийской околовской серии Белоруссии // Докл. РАН. **1992**. Т. 325, № 4. С. 805–807.

Бирина Л.М. Давсонит в коре выветривания пород карбона Белоруссии // Литология и полезные ископаемые. **1973**. № 1. С. 113–117.

Бирюков И.П., Агаджанян А.К., Валуева М.Н., Величкевич Ф.Ю., Шик С.М. Четвертичные отложения рославльского стратотипического района // Стратиграфия и палеогеография четвертичного периода Восточной Европы. М., **1992**. С. 152–180.

Блакітная кніга Беларусі: Энцыклапедыя. Мн., **1994**.

Блиодухо Н.Ф. Материалы по геологическому изучению водосбора р. Сож в границах Белоруссии // Мат. к геологич. и почвенному изучению Белоруссии. Тр. Бел. АН. **1931**. Т. 2.

Блиодухо Н.Ф. Материалы к геологическому и геоморфологическому описанию Белоруссии (1935 г.). К геологическому изучению территории г. Минска (по материалам буровой скважины № 4 Эльвода и др.) (1933 г.) // Сборник трудов по геологии и полезным ископаемым БССР. М., **1952**. С. 7–34, 66–100.

Боборыкин А.М., Гарецкий Р.Г., Емельянов А.П., Сильдвээ Х.Х., Сувейздис П.Я. Землетрясения Беларуси и Прибалтики // Современное состояние сейсмических наблюдений и их обобщений. Мн., **1993**. С. 29–39.

Боборыкин А.М., Тростников В.Н., Михненок М.И., Булыгин Н.И., Вагин Н.Б. Некоторые результаты изучения строения земной коры и верхней мантии по методике сейсмологии взрывов // Вопросы геологии Белоруссии. Мн., **1973**. С. 62–64.

Боброва Л.А., Кузнецов В.А., Шиманович С.Л. Материалы к геохимической характеристике древнейших озерно-аллювиальных и аллювиальных отложений Белорусского Понеманья // Пограничные горизонты между неогеном и антропогеном. Мн., **1977**. С. 243–254.

Богданов А.А. Тектонические эпохи (к вопросу о периодизации тектонической истории Земли) // Бюлл. МОИП. Отд. геол. **1969**. Т. XLIV. С. 5–17.

Богданов А.А. Тектоника платформ и складчатых областей. М., **1976**.

Богданова С.В. О литосфере запада Восточно-Европейского кратона // Геотектоника. **1997**. № 6. С. 91–93.

Богдель И.И. Развитие природы Белоруссии в голоцене. Мн., **1984**.

Богдель И.И., Власов Б.П. Палеогеография оз. Колдычевского по данным спорово-пыльцевого и диатомового анализов // Вестн. БГУ. Сер. 2. **1983**. № 2. С. 53–56.

Богдель И.И., Власов Б.П., Ильвес Э.О., Климанов В.А. Разрез Судобле — стратотип реконструкции палеогеографических условий голоцена Центральной Белоруссии // История озер в СССР. Т. 1. Таллинн, **1983**. С. 30–32.

Богдель И.И., Климанов В.А. Возможности применения информационно-статистического анализа для реконструкции палеогеографических условий Белоруссии в позднеледниковое и голоценовое время // Методы исследования озерных отложений в палеоэкологических и палеоклиматических аспектах. Вильнюс, **1986**. С. 67–68.

Богомолов Г.В. Геологические и гидрогеологические условия территории БССР // Гидрогеология СССР (Белорусская ССР). М., **1937**.

Богомолов Г.В. Геологические структуры и краткая характеристика дочетвертичного и современного рельефа // Геология и полезные ископаемые БССР. **1946**. № 1. С. 3–22.

Богомолов Г.В. Геологические структуры центральной и западной частей Русской платформы и их роль в распределении и формировании подземных вод // Тр. ИГН АН БССР. **1960**. Вып. 2. С. 151–165.

Богомолов Г.В. Гидрогеологические условия Белорусского, Воронежского и Украинского кристаллических массивов и роль подземных вод в формировании коры выветривания // Геология и перспективы металлоносности докембрия Белоруссии и смежных районов. Мн., **1965**. С. 15–18.

Богомолов Г.В. Геология // Академия наук Белорусской ССР. Мн., **1979**. С. 361–372.

Богомолов Г.В., Конищев В.С., Макаревич В.Н. О механизме формирования Донецко-Припятского авлакогена // Докл. АН БССР. **1972**. Т. XVI, № 4. С. 345–347.

92. Зак. 5046.

Богомолов Г.В., Кудельский А.В., Альтшулер П.Г. Рассолы Припятской впадины — возможный источник извлечения редких и рассеянных элементов // Вопросы геологии и геохимии земной коры Белоруссии. Мн., **1977**. С. 64–68.

Богомолов Г.В., Кудельский А.В., Колодий В.В. Гидрогеологическая зональность земной коры // Докл. АН СССР. **1973**. Т. 212, № 4. С. 938–941.

Богомолов Ю.Г., Кудельский А.В., Лапшин Н.Н. Гидрогеология крупных седиментационных бассейнов // Докл. АН СССР. **1976**. Т. 229, № 2. С. 443–446.

Богомолов Г.В., Шпаков О.Н., Левых Н.Н. О роли палеогидрологических условий при формировании кор выветривания // Докл. АН БССР. **1972**. Т. XVI, № 8. С. 743–744.

Болиховская Н.С. Палинологическая идентификация отложений лихвинского межледниковья // Тез. докл. VII Всесоюзного совещания по краевым образованиям материковых оледенений. М., **1985**. С. 107–108.

Бондаренко Б.В. Складчатые дислокации докембрия Белорусской ССР по геофизическим и геологическим данным // Докл. АН БССР. **1958**. Т. II, № 6. С. 253–256.

Бондаренко Б.В. Складчатые зоны докембрия Белоруссии по геофизическим данным // Геология и перспективы металлоносности кристаллического основания Белоруссии. Мн., **1965**. С. 28–38.

Бондаренко Б.В. Корреляционная геолого-геофизическая модель тектонических комплексов докембрия Белоруссии // Докл. АН БССР. **1972**. Т. XVI, № 3. С. 348–351.

Бондаренко Б.В. Структура кристаллического фундамента Припятского прогиба // Проблемы тектоники Припятского прогиба. Мн., **1974**. С. 164–171.

Бондаренко Б.В., Горелик З.А., Махнач А.С., Рынг С.И., Стефаненко А.Я., Хотько Ж.П. Тектоническая карта Белоруссии в масштабе 1 : 2 500 000 // Атлас БССР. Мн., **1958**.

Бондаренко Б.В., Могилевич М.В., Аксаментова Н.В. Складчатые комплексы докембрия Белоруссии и их петрофизическая характеристика // Вопросы нефтяной геологии и геофизики БССР. Мн., **1973**. С. 208–227.

Бондаренко Б.В., Хотько Ж.П. Основные черты тектоники Брестской впадины // Тр. ИГН АН БССР. **1961**. Вып. 3. С. 93–107.

Бордон В.Е. Геохимия и металлоносность осадочного чехла Белоруссии. Мн., **1977**.

Бордон И.П. Пётрология кристаллического фундамента Микашевичско-Житковичского выступа (юг Беларуси) в связи с редкометальностью: Автореф. дисс. ... канд. геол.-минер. наук. Мн., **1971**.

Бордон И.П., Криводубская З.В. Минералогия метасоматических образований участка Житковичи // Мат. III научн. конф. молодых геологов Белоруссии. Мн., **1969**. С. 260–261.

Бордон И.П., Моисеев Е.И., Михненок М.И. Физические свойства горных пород и руд кристаллического фундамента Белоруссии. Мн., **1979**.

Борисов А.А. Глубинная структура территории СССР по геофизическим данным. М., **1967**.

Борковская В.М. Чарнокиты Белорусского кристаллического массива // Проблемы региональной геологии Белоруссии. Мн., **1974**. С. 166–176.

Борковская В.М. Геохимические особенности чарнокитов БКМ // Вопросы геологии твердых полезных ископаемых. Мн., **1975**. С. 65–69.

Борукаев Ч.Б. Структура докембрия и тектоника плит. Новосибирск, **1985**.

Борукаев Ч.Б., Косыгин Ю.А., Парфенов Л.М. Принципы тектонического районирования докембрия // Геология и геофизика. **1966**. № 1. С. 3–15.

Брангулис А.П., Брио Х.С. Типы локальных структур осадочного чехла Латвии и основные этапы их развития // Локальные структуры Белоруссии и Прибалтики: Тез. VII совещ. Комис. по тектонике Белоруссии и Прибалтики. Вильнюс, **1978**. С. 24–25.

Брангулис А.П., Вишняков И.Б., Глушко В.В., Зиновенко Г.В., Кала Э.А., Лендзион К., Нагле А.Я., Омельяненко А.А., Помяновская Г.М., Коркутис В.А., Пискун Л.В., Хижняков А.В., Шиманский Б. Палеогеография запада Восточно-Европейской платформы в кембрийских период // Тектоника и палеогеография запада Восточно-Европейской платформы. Мн., **1981**. С. 7–23.

Бреслав С.Л., Валуева М.Н., Величко А.А., Иосифова Ю.И., Морозова Т.Д., Ударцев В.П., Шик С.М. Стратиграфическая схема четвертичных отложений центральных районов Восточной Европы // Стратиграфия и палеогеография четвертичного периода Восточной Европы. М., **1992**. С. 8–36.

Брио Х.С., Бендруп Л.П. Некоторые сведения о рельефе кристаллического фундамента и структуре осадочного чехла территории Латвийской ССР // Проблемы региональной геологии Прибалтики и Белоруссии. Рига, **1973**. С. 221–226.

Брунс Е.П. Стратиграфия и тектоника палеозойских отложений северно-западной окраины Днепровско-Донецкой впадины // Сов. геология. **1955**. Сб. 45. С. 8–26.

Брунс Е.П. История развития Припятского прогиба в палеозое // Мат. по геологии Европейской части СССР: Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер. **1956**. Вып. 14. С. 185–208.

Брунс Е.П. Стратиграфия древних доордовикских отложений западных районов Русской платформы // Сов. геология. **1957**. Сб. 59. С. 3–24.

Брунс Е.П. Северно-западные, центральные и северные районы западной части Русской платформы // Стратиграфия СССР. Верхний докембрий. М., **1963**. С. 22–46.

Брунс Е.П. История развития Русской платформы в позднем докембрии // Тр. Междунар. геолог. конгресса. XXII сессия: Докл. сов. геологов. Проблема 10. М., **1964**. С. 186–194.

Бубнов С.Н. Основные проблемы геологии. М., **1960**.

Буко А. Эволюция и темпы вымирания. М., **1979**.

Булкин Ю.С. Состав биотита гранитоидов как индикатор условий породообразования. Мн., **1989**.

Булкин Ю.С. Раннедокембрийские гранитоиды Белорусской антеклизы (состав, классификация и происхождение). Мн., **1993**.

Бурлак А.Ф. Палинологическая характеристика угленосных неогеновых отложений Белоруссии и ее стратиграфическое и палеогеографическое значение: Автореф. дисс. ... канд. геол.-минер. наук. Вильнюс, **1973**.

Бурлак А.Ф. Результаты палинологических исследований миоценовых отложений Белоруссии // Пограничные горизонты между неогеном и антропогеном. Мн., **1977**. С. 164–181.

Бурлак А.Ф. Новые палинологические данные к стратиграфии и корреляции палеогеновых отложений запада СССР // Флора и фауна кайнозоя Белоруссии. Мн., **1992**. С. 103–109.

Бурлак А.Ф., Зинова Р.А. К вопросу о выделении бриневской свиты нижнего-среднего миоцена в Припятском прогибе // Новые данные по тектонике, стратиграфии и вещественному составу осадочных образований БССР. Мн., **1982**. С. 119–128.

Бурлак А.Ф., Монкевич К.Н., Нагорный М.А. Геологическое строение палеогеновых отложений Полесской седловины // Докл. АН Беларуси. **1994**. Т. 38, № 2. С. 99–102.

Бухарев В.В., Полянский В.Д. Классификация и формационная принадлежность габбро-долеритов Волынского блока Украинского щита // Геол. журнал. **1983**. Т. 43, № 1. С. 33–44.

Вазнячук Л.М. Рэльеф // БелСЭ. Т. 12. Мн., **1975**. С. 21–24.

Вазнячук Л.М. Геамарфалагічнае раянаванне // Бел.СЭ. Т. 12. Мн., **1975**. С. 24–27.

Вазнячук Л.М. Новая стратыграфічная схема плейстацэнавых адкладаў і асноўныя заканамернасці змены прыроднага асяроддзя ледавіковай вобласці Рускай раўніны // Даследаванні антрапагену Беларусі. Мн., **1978**. С. 81–86.

Вазнячук Л.М., Махнач Н.А., Рунец Я.П., Пузанаў Л.Ц., Арсланаў Х.А. Неаплейстацэн і галацэн Ашмянскіх град (стратыграфія і некаторыя асаблівасці гісторыі расліннасці Беларусі па матэрыялах вывучэння апорнага разрэзу Карачоўшчына // Даследаванні антрапагену Беларусі. Мн., **1978**. С. 110–129.

Вакарчук Г.И. Стратиграфия и фораминиферы средне- и верхнекаменноугольных отложений северо-западной части Днепровско-Донецкой впадины: Автореф. дисс. ... канд. геол.-минер. наук. Киев, **1970**.

Вальчик М.А., Зусь М.Е., Феденя В.М., Карабанов А.К. Краевые образования Белорусской гряды. Мн., **1990**.

Вальчик М.А., Феденя В.М., Красавина И.Е. Опорный разрез муравинско-нижневалдайской аллювиальной толщи в долине р. Березины // Докл. АН БССР. **1989**. Т. 33, № 7. С. 649–652.

Валюкявичюс Ю.Ю., Талимаа В.Н., Кручек С.А. Комплексы микроостатков позвоночных и корреляция терригенных девонских отложений Беларуси и сопредельных территорий // Сборник тез. докл. междунар. симпозиума "Эвстатические колебания уровня мирового океана в девоне". М., **1994**. С. 9–10.

Васильев И.В. Отпечатки растений из неогеновых отложений Белоруссии // Докл. АН СССР. **1960**. Т. 132, № 1. С. 175–177.

Вахер Р.М. Структура и разрывные нарушения карбонатной толщи ордовика северо-восточной Эстонии // Разломы Белоруссии и Прибалтики. Мн., **1974**. С. 77–84.

Велічкевіч Ф.Ю. Пра раннечацвярцічныя флоры Беларусі // Антрапаген Беларусі. Мн., **1971**. С. 166–175.

Величкевич Ф.Ю. Антропогеновые флоры Белоруссии и смежных областей. Мн., **1973**.

Велічкевіч Ф.Ю. Новыя даныя аб флоры разрэзу Шлаве-2 бліз г. Анікшчай у Літоўскай ССР // Весці АН БССР. **1973**, № 5. С. 43–51.

Величкевич Ф.Ю. Новые данные о флоре д. Дворец на Днепре // Стратиграфия и палеогеография антропогена. Мн., **1975**. С. 110–133.

Величкевич Ф.Ю. О лихвинской флоре пос. Руба на Западной Двине // ДАН СССР. **1977_1**. Т. 233, № 6. С. 1158–1161.

Величкевич Ф.Ю. Новые данные о флоре Верховье-1 на Западной Двине // Докл. АН БССР. **1977_2**. Т. XXI, № 3. С. 258–261.

Велічкевіч Ф.Ю. Аб насеннай флоры шклоўскага стратотыпу // Даследаванні антрапагену Беларусі. Мн., **1978**. С. 86–93.

Величкевич Ф.Ю. История плейстоценовой флоры средней полосы Восточно-Европейской равнины // Советская палеокарпология. М., **1979**. С. 76–121.

Величкевич Ф.Ю. О лихвинской флоре д. Миничи на р. Щаре // Геологические исследования кайнозоя Белоруссии. Мн., **1981_1**. С. 129–133.

Величкевич Ф.Ю. Семенные флоры рославльского (шкловского) межледниковья и их положение в разрезе плейстоцена // Комплексное изучение опорных разрезов нижнего и среднего плейстоцена европейской части СССР. М., **1981_2**. С. 62–65.

Величкевич Ф.Ю. Плейстоценовые флоры ледниковых областей Восточно-Европейской равнины. Мн., **1982**.

Величкевич Ф.Ю. О новой находке флоры шкловского типа в Белоруссии // Докл. АН БССР. **1985**. Т. XXIX, № 4. С. 363–366.

Величкевич Ф.Ю. Позднеплиоценовая флора Дворца на Днепре. Мн., **1990**.

Величкевич Ф.Ю., Веревкина С.И., Зинова Р.А., Рылова Т.Б. О новой находке позднеплиоценовой флоры на юго-западе Белоруссии // Докл. АН БССР. **1991**. Т. 35, № 7. С. 620–623.

Величкевич Ф.Ю., Назаров В.И., Рылова Т.Б., Санько А.Ф., Феденя В.М., Хурсевич Г.К., Логинова Л.П. Современные представления о стратиграфии плейстоцена Беларуси // Бюлл. РМСК по Центру и Югу Русской платформы. М., **1992**. Вып. 1. С. 149–153.

Величкевич Ф.Ю., Рылова Т.Б. О новой находке раннеплейстоценовой флоры на юго-востоке Белоруссии // Докл. АН БССР. **1988**. Т. XXXII, № 11. С. 1014–1017.

Величкевич Ф.Ю., Рылова Т.Б., Санько А.Ф., Феденя В.М. Березовский страторайон плейстоцена Белоруссии. Мн., **1993**.

Величкевич Ф.Ю., Санько А.Ф. Витебское межледниковье Беларуси // Стратиграфия. Геологическая корреляция. **1993**. Т. 1, № 3. С. 120–124.

Величкевич Ф.Ю., Санько А.Ф., Назаров В.И. Новые данные по биостратиграфии неоплейстоцена юго-восточной Беларуси // Докл. АН Беларуси. **1993**. Т. 37, № 5. С. 85–89.

Величкевич Ф.Ю., Санько А.Ф., Рылова Т.Б., Назаров В.И., Хурсевич Г.К., Литвинюк Г.И. Стратиграфическая схема четвертичных (антропогеновых) отложений Беларуси // Стратиграфия. Геологическая корреляция. **1996**. Т. 4, № 6. С. 75–87.

Вендомий (терминальный рифей) и его региональные подразделения / Б.М. Келлер, Е.М. Аксенов, В.Г. Королев, И.Н. Крылова, А.Ю. Розанов, М.А. Семихатов, Н.М. Чумаков // Итоги науки и техники. Сер. Стратиграфия и палеонтология. Т. 5. М., **1974**.

Венюков П.Н. Отложения девонской системы Европейской России (опыт подразделения и параллелизации) // Тр. Санкт-Петербургского о-ва естеств. **1884**. Т. 15. Вып. 1. С. 169–470.

Венюков П.Н. Фауна девонской системы северо-западной и центральной России // Тр. Санкт-Петербургского о-ва испыт. природы. **1886**. Т. 17. Вып. 1. С. 417–707.

93. Зак. 5046.

Веретенников Н.В. Тиллитоподобные породы верхнего докембрия Белоруссии и их генезис // Литология, геохимия и полезные ископаемые Белоруссии и Прибалтики. Мн., **1968**. С. 29–50.

Веретенников Н.В., Верниковский В.Н., Клевцова А.А. Тиллиты в верхнем докембрии Белоруссии и северо-западной Украины (Волыни) и их значение для стратиграфии пограничных слоев рифея и венда // Новые данные по геологии и нефтегазонности УССР. Львов, **1972**. Вып. 7. С. 3–13.

Веретенников Н.В., Илькевич Г.И., Махнач А.С. Логойская котловина — древний метеоритный кратер // Докл. АН БССР. **1979**. Т. XXIII, № 2. С. 156–159.

Веретенников Н.В., Корзун В.П., Лапцевич А.Г., Михайлов Н.Д. Петрология диатрем Жлобинского поля (Беларусь) // Літасфера. **2001**. № 14.

Веретенников Н.В., Махнач А.С., Бурлак А.Ф., Авхимович В.И., Илькевич Г.И. Логойский метеорный кратер и выполняющие его образования (строение, литолого-стратиграфическое расчленение, палинологическая характеристика, возраст и генезис) // Мат. по геологии кристаллического фундамента и осадочного чехла Белоруссии. Мн., **1981**. С. 201–224.

Веретенников Н.В., Махнач А.С., Шкуратов В.И. Опорный разрез позднего докембрия центральной части Белоруссии // Докл. АН БССР. **1966**. Т. X, № 8. С. 582–585.

Веретенников Н.В., Махнач А.С., Шкуратов В.И. Древнейшие образования платформенного чехла Беларуси // Докл. НАН Беларуси. **1998**. Т. 42, № 3. С. 101–108.

Веришко Ф.С., Шиц В.А. Глубинное строение Центрально-Белорусского массива по результатам комплексного геофизического изучения на региональном профиле Гродно – Старобин // Тектоника и палеогеография запада Восточно-Европейской платформы. Мн., **1981**. С. 100–109.

Верхогляд В.М., Скобелев В.М. Изотопный возраст субвулканитов района г. Новоград-Волынский (северо-западная часть Украинского щита) // Геохимия и рудообразование. **1995**. Вып. 22. С. 47–56.

Виноградов А.П. Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры // Геохимия. **1962**. № 7. С. 555–571.

Виноградова К.В. Стратиграфия и палинология юрских нефтеносных отложений Мангышлака и Западной Туркмении. М., **1971**.

Винокуров В.Ф. Геологический музей под открытым небом // Новые данные о минералах. М., **1989**. С. 198—200.

Власов Б.П., Еловичева Я.К., Жуховицкая А.Л. Разрез озера Олтушского — стратотип голоценовой истории Полесья // Вестн. БГУ. Сер. 2. **1990**. № 2. С. 52–55.

Влодавец В.И. Справочник по вулканологии. М., **1984**.

Вознячук Л.Н. Отложения последнего межледниковья на территории Белоруссии // Мат. по антропогену Белоруссии. Мн., **1961**. С. 159–217.

Вознячук Л.Н. К стратиграфии и палеогеографии неоплейстоцена Белоруссии и смежных территорий // Проблемы палеогеографии антропогена Белоруссии. Мн., **1973**. С. 45–75.

Вознячук Л.Н. Основные стратиграфические подразделения четвертичных отложений // Мат. по стратиграфии Белоруссии. Мн., **1981**. С. 137–151.

Вознячук Л.Н. Проблемы гляциоплейстоцена Восточно-Европейской равнины // Проблемы плейстоцена. Мн., **1985**. С. 8–55.

Вознячук Л.Н., Вальчик М.А. Морфология, строение и история развития долины Немана в неоплейстоцене и голоцене. Мн., **1978**.

Вознячук Л.Н., Вальчик М.А., Шулия К.С., Зименков О.И. Позднеледниковый этап в истории долины среднего течения Немана // Изв. АН СССР. Сер. географ. **1977**. № 4. С. 92–97.

Вознячук Л.Н., Величкевич Ф.Ю., Калечиц Е.Г. О первой находке аллередской дриасовой флоры на территории Белоруссии // Докл. АН БССР. **1972**. Т. XVI, № 9. С. 816–819.

Вознячук Л.Н., Величкевич Ф.Ю., Якубовская Т.В., Зусь М.Е., Калиновский П.Ф., Рунец Е.П., Санько А.Ф., Махнач Н.А., Мотузко А.Н. Нижнеплейстоценовые отложения д. Корчево на Новогрудской возвышенности в Белоруссии и их стратиграфическое и палеогеографическое значение // Докл. АН БССР. **1977**. Т. XXI, № 11. С. 1025–1028.

Вознячук Л.Н., Грипинский Н.М., Пузанов Л.Т. Четвертичная система // Геология СССР. Т. III. Белорусская ССР. Геологическое описание. Мн., **1971**. С. 231–291.

Вознячук Л.Н., Кондратене О.П., Мотузко А.Н. О находке первой лихвинской фауны мелких млекопитающих на западе ледниковой области Восточно-Европейской равнины // Палеогеография и стратиграфия четвертичного периода Прибалтики и сопредельных районов. Вильнюс, **1984**. С. 105–121.

Вознячук Л.Н., Леонович О.П., Пуннинг Я.-М.К. О границе аллередских и позднедриасовых слоев на северо-западе Белоруссии и возраст позднепалеолитической стоянки Студенец // Мат. II научн. конф. молодых геологов Белоруссии. Мн., **1968**. С. 48–51.

Вознячук Л.Н., Махнач Н.А. Межледниковые образования у д. Мурава (Белоруссия) и некоторые вопросы стратиграфии четвертичных отложений Русской равнины // Изв. АН БССР. **1954**. № 1. С. 145–175.

Волкова Н.А. Фитопланктон древнейших отложений Северо-Западного края Подмосковья // Изв. АН СССР. Сер. геол. **1964**. № 4. С. 74–84.

Волкова Н.А. Акритархи докембрийских и нижнекембрийских отложений Эстонии // Проблематика пограничных слоев рифея, кембрия Русской платформы, Урала, Казахстана: Тр. ГИН АН СССР. **1968**. Вып. 188. С. 8–37.

Волкова Н.А. Акритархи и коррреляция венда и кембрия западной части Русской платформы // Сов. геология. **1973**. № 4. С. 48–62.

Волкова Н.А. Акритархи из пограничных слоев нижнего-среднего кембрия Западной Латвии // Биостратиграфия и палеонтология нижнего кембрия Европы и Северной Азии. М., **1974**. С. 194–198.

Воловник Б.Я. Петрология и металлогения трапповой формации Волыно-Подолии: Автореф. дисс. ... канд. геол.-минер. наук. Львов, **1971**.

Воробьева З.П. Фауна девонских отложений Белорусской ССР // Изв. АН БССР. **1950**. № 6. С. 99–103.

Восковская Л.Т., Шлюков А.И. Геохронология позднего плейстоцена западной части Белоруссии // Вестн. МГУ. Сер. 5. География. **1990**. № 2. С. 104–107.

Воскресенская М.Н. Маркирующие горизонты в разрезе кристаллического фундамента Белоруссии // Докл. АН СССР. **1973**. Т. 210, № 6. С. 1409–1412.

Высоцкий Э.А., Гарецкий Р.Г., Кислик В.З. Калиеносные районы мира. Мн., **1988**.

Высоцкий Э.А., Кислик В.З. О глубинах древних морских солеродных бассейнов (на примере Припятского прогиба) // Проблемы поисков твердых полезных ископаемых в БССР. Мн., **1977**. С. 118–136.

Высоцкий Э.А., Кислик В.З., Кручек С.А., Петрова Н.С. О распространении каменной соли в нижнефаменских отложениях Припятского прогиба // Проблемы поисков твердых полезных ископаемых в БССР. Мн., **1977**. С. 143–149.

Гайгалас А.И. К вопросу петрографии древней коры выветривания мезо-плейстоценовых морен в среднем течении р. Нямунас: Научные сообщения Ин-та геол. и географ. АН ЛитССР. Т. 10. Вып. 2. Вильнюс, **1959**.

Гайгалас А.И. Пограничные слои и граница неогена-четвертичной системы в Балтийском регионе // Граница между неогеновой и четвертичной системами в СССР. М., **1987**. С. 13–26.

Гайлюс Р.П. Магматические и метаморфические комплексы докембрия Литвы: Автореф. дисс. ... канд. геол.-минер. наук. Вильнюс, **1970**.

Галогенные формации северо-западного Донбасса и Днепровско-Донецкой впадины и их калиеносность / С.М. Кореневский, В.П. Бобров, К.С. Супронюк, Д.П. Хрущов. М., **1968**.

Галубцоў В.К., Кеда Г.І. Стратыграфія турнейскага яруса ніжняга карбону Прыпяцкага прагібу // Весці АН БССР. Сер. фіз.-тэхн. навук. **1959**. № 3. С. 92–105.

Ганжа П.Б., Менякин А.А. Геологическое строение и металлогения пород кристаллического фундамента района г. Лиды // Мат. II научн. конф. молодых геологов Белоруссии. Мн., **1968**. С. 62–64.

Гарецкий Р.Г. Тектоника молодых платформ Евразии. М., **1972**.

Гарецкий Р.Г. Авлакогенные платформы Северной Евразии // Геотектоника. **1995**. № 4. С. 16–28.

Гарецкий Р.Г. Карпинский и тектоника Восточно-Европейской платформы // Геотектоника. **1997**. № 4. С. 10–23.

Гарецкий Р.Г. Модель строения литосферы по Центрально-Белорусскому геотрансекту // Докл. НАН Беларуси. **1999**. Т. 43, № 1. С. 88–91.

Гарецкий Р.Г., Айзберг Р.Е., Аронов А.Г., Карабанов А.К., Сафронов О.Н. Общее сейсмическое районирование Белорусско-Прибалтийского региона // Докл. АН Беларуси. **1997**. Т. 41, № 4. С. 99–103.

Гарецкий Р.Г., Айзберг Р.Е., Карабанов А.К., Палиенко В.П., Шляупа А.И. Новейшая тектоника и геодинамика Центральной Европы // Геотектоника. **1999**. № 5. С. 3–14.

Гарецкий Р.Г., Апирубите Р.А., Данкевич И.В., Каратаев Г.И., Пашкевич И.К., Сувейздис П.И. О сдвиговых перемещениях крупных блоков земной коры запада Восточно-Европейской платформы // Докл. АН УССР. **1990**. Сер. Б. № 6. С. 6–8.

Гарецкий Р.Г., Высоцкий Э.А., Кислик В.З., Ерошина Д.М., Петрова Н.С., Протасевич Б.А., Седун Э.В., Ляхович О.К. Калийные соли Припятского прогиба. Мн., **1984**.

Гарецкий Р.Г., Голубцов В.К., Виниченко П.В., Дрозд В.Ф., Толстошеев В.И. Угленосность гостовско-богутичских (визейских) отложений нижнего карбона Лельчицкой площади Припятского прогиба // Докл. АН Беларуси. **1995**. Т. 39, № 6. С. 87–90.

Гарецкий Р.Г., Данкевич И.В., Каратаев Г.И. Астеносфера запада Восточно-Европейской платформы // Геотектоника. **1996**. № 6. С. 58–67.

Гарецкий Р.Г., Данкевич И.В., Каратаев Г.И. Плотность земной коры Беларуси // Докл. НАН Беларуси. **1999**. Т. 43, № 2. С. 87–89.

Гарецкий Р.Г., Зиновенко Г.В. О формировании крупных отрицательных структур древних платформ (на примере Подлясско-Брестской впадины) // Геотектоника. **1976**. № 4. С. 3–15.

Гарецкий Р.Г., Кирюхин Л.Г., Капустин И.Н., Конищев В.С. Некомпенсированные прогибы Восточно-Европейской платформы. Мн., **1990**.

Гарецкий Р.Г., Клушин С.В. Глубинное строение Припятского палеорифта // Докл. АН СССР. **1987**. Т. 297, № 6. С. 1438–1442.

Гарецкий Р.Г., Клушин С.В. Листрические разломы в Припятском палеорифте // Геотектоника. **1989**. № 1. С. 48–60.

Гарецкий Р.Г., Клушин С.В. Особенности глубинного строения и палеогеодинамика Припятского прогиба // Палеогеодинамика нефтегазоносных бассейнов Восточно-Европейской платформы. Мн., **1994**. С. 20–40.

Гарецкий Р.Г., Коженов В.Я. Балтийско-Украинская полоса поднятий — главная меридиональная тектоническая ось Восточно-Европейской платформы // Тектонические исследования в Белоруссии. Мн., **1983**. С. 50–58.

Гарецкий Р.Г., Коженов В.Я. Главные субмеридиональные тектонические оси древних платформ Лавразийской группы // Геология и геофизика. **1987**. № 11. С. 11–18.

Гарецкий Р.Г., Коженов В.Я., Монкевич К.Н., Романов Л.Ф. Киммерийский этап развития запада Восточно-Европейской платформы // Докл. АН БССР. **1988**. Т. XXXII, № 7. С. 635–638.

Гарецкий Р.Г., Конищев В.С. Связь соляных поднятий с разломами подсолевого ложа // Тектоника Восточно-Европейской платформы и ее обрамления. М., **1975**. С. 151–160.

Гарецкий Р.Г., Конищев В.С., Толстошеев В.И. Структурные соотношения девонских и каменноугольных отложений Припятского прогиба // Изв. АН СССР. Сер. геол. **1979**. № 11. С. 126–131.

Гарецкий Р.Г., Кудельский А.В. Жидкие руды Белоруссии // Природа. **1982**. № 12. С. 18–23.

Гарецкий Р.Г., Кудельский А.В., Шиманович В.М., Ясовеев М.Г., Махнач А.А., Альтшулер П.Г. Крепкие металлоносные йодо-бромные рассолы Припятского прогиба. Проблемы и перспективы народнохозяйственного освоения // Проблемы гидрогеохимии и промышленные рассолы. Мн., **1983**. С. 95–107.

Гарецкий Р.Г., Левков Э.А. Геология // Институт белорусской культуры. Мн., **1993**. С. 225–241.

Гарецкий Р.Г., Левков Э.А., Шваб Г., Карабанов А.К., Айзберг Р.Е., Остафийчук С., Палиенко В.П., Шляупа А.И. Неогеодинамика запада Восточно-Европейской платформы // Тез. докл. XXIX тектонич. совещ. “Неотектоника и современная геодинамика континентов и океанов”. М., **1996**. С. 31–32.

Гарецкий Р.Г., Монкевич К.Н. Стратиграфия и тектоника пермских и триасовых отложений Припятского прогиба // Изв. АН СССР. Сер. геол. **1978**. № 1. С. 56–69.

Гарэцкі Р.Г., Каніщчаў В.С., Каўхута А.М., Стэфенсан Р.А. Тэктоніка Паўночна-Прыпяцкага пляча // Літасфера. **1997**. № 6. С. 34–48.

Гарэцкі Р.Г., Каратаеў Г.І., Махнач А.С., Мацвееў А.В. Праблемы вывучэння літасферы Беларусі // Літасфера. **1994**. № 1. С. 9–25.

Гафаров Р.А. Строение складчатого фундамента Восточно-Европейской платформы по геофизическим данным // Изв. АН СССР. Сер. геол. **1963**. № 8. С. 56–67.

Гафаров Р.А. Тектоника фундамента и типы магнитных полей древних платформ северного полушария // Глубинная тектоника древних платформ северного полушария. М., **1971**. С. 61–75.

Гедройц А.Э. Предварительный отчет о геологических исследованиях, произведенных в 1883 г. с целью составления геологической карты листа N– 5 // Изв. геол. ком. СПб., **1884**. Т. 3. № 2. С. 69–87.

Гедройц А.Э. Предварительный отчет о геологических исследованиях, произведенных по направлению Вильно-Ровенской ж.д. на участке между Вильно и р. Припятью // Изв. геол. ком. СПб., **1885**. Т. 4. № 7. С. 345–350.

Гедройц А.Э. Предварительный отчет о геологических исследованиях в Полесье // Изв. геол. ком. СПб., **1886**. Т. 5. С. 319–327.

Гедройц А.Э. Геологические исследования в губерниях Виленской, Гродненской, Минской, Волынской и северной части царства Польского // Мат. по геологии России. СПб., **1894**. Т. 17. С. 135–325.

Гельмерсен Г.А. Геогностическое исследование девонской полосы средней России от р. Западной Двины до г. Воронежа // Зап. Импер. геогр. об-ва. **1856**. Кн. XI. С. 3–61.

Гельмерсен Г.А. Отчет о геологических исследованиях и разведках, проведенных с 1872 до 1875 года в губерниях Гродненской и Курляндской для изучения встречающихся в них месторождений минерального топлива // Горн. журнал. **1880**. Т. 1, № 2.

Геодинамические реконструкции / И.И. Абрамович, А.И. Бурдэ, В.Д. Вознесенский и др. М., **1989**.

Геологическая карта дочетвертичных отложений Белорусской ССР. Масштаб 1 : 1 000 000 / Ред. А.С. Махнач. Сост. М.С. Кичкина, Н.И. Рудницкий, А.И. Свержинский. 1969. Прилож. к кн. “Геология СССР. Т. III. Белорусская ССР”. М., **1971**.

Геологическая карта дочетвертичных отложений Белорусской ССР. Масштаб 1 : 500 000 / Ред. А.С. Махнач. Сост. М.С. Кичкина, Н.И. Рудницкий, Л.Н. Нелипович. Л., **1983**.

Геологическая карта кристаллического основания Украинского щита. Масштаб 1 : 500 000 / Гл. ред. Н.П. Щербак. Киев, **1983**.

Геологическая карта кристаллического фундамента Белоруссии и прилегающих территорий. Масштаб 1 : 1 000 000 / Н.В. Аксаментова, И.В. Найденков. Мн., **1990**.

Геологическое строение фундамента Русской плиты / В.Н. Зандер, Ю.И. Томашунас, А.Н. Берковский, Л.В. Суворова, В.А. Дедеев, К.О. Кратц. Л., **1967**.

Геология антропогена Белоруссии / Э.А. Левков, А.В. Матвеев, Н.А. Махнач, В.И. Пасюкевич, Б.Н. Гурский, Г.И. Илькевич, Т.Н. Левицкая, И.А. Линник, В.В. Шахнюк. Мн., **1973**.

Геология Белоруссии. Достижения и проблемы / Под. ред. Р.Г. Гарецкого и Я.И. Аношко. Мн., **1988**.

Геология и металлогения докембрия Украинского щита: Объяснительные записки к комплекту карт. Кн. I. Киев, **1984**.

Геология и нефтегазоносность Днепровско-Донецкой впадины. Глубинное строение и геотектоническое развитие / В.К. Гавриш, Г.Д. Забелло, Л.И. Рябчун и др. Киев, **1989**.

Геология и нефтегазоносность запада Восточно-Европейской платформы: к 70-летию БелНИГРИ / З.Л. Познякевич, А.М. Синичка, Ф.С. Азаренко и др. Мн., **1997**.

Геология и полезные ископаемые кристаллического фундамента и нижней части платформенного чехла Беларуси / А.С. Махнач, Л.Ф. Ажгиревич, Н.В. Аксаментова, А.А. Архипова, В.Е. Бордон, Ю.А. Деревянкин, В.З. Кислик, В.П. Корзун, С.А. Кручек, Н.Н. Левых, Н.Д. Михайлов, В.А. Москвич, И.В. Найденков, Е.Т. Ольховик, Л.Л. Шатрубов, В.М. Шиманович, М.Г. Ясовеев. Мн., **1996**.

Геология республик Советской Прибалтики. Л., **1982**.

Геология СССР. Т. III. Белорусская ССР. М.- Л., **1947**.

Геология СССР. Т. III. Белорусская ССР. Геологическое описание. М., **1971**.

Геология СССР. Т. III. Белорусская ССР. Полезные ископаемые. М., **1977**.

Геоморфологическая карта Белорусской ССР / Гл. ред. Б.Н. Гурский. М., **1990**.

Геохимия неогенового литогенеза / В.К. Лукашев, Я.И. Аношко, В.А. Вечер, В.И. Витушко, В.С. Гуревич-Добровольская, И.А. Добровольская, Ц.Н. Клебанова, Е.И. Лосева, Л.В. Окунь, Т.Н. Симуткина. Мн., **1978**.

Геохронология СССР. Т. 1. Докембрий. М., **1973**.

Герлинг Э.К., Пап А.М., Морозова И.М., Овчинникова Г.В. О возрасте кристаллического основания Белоруссии // Тр. X сессии комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций. М.- Л., **1962**. С. 194–203.

Гидрогеология СССР. Т. II. Белорусская ССР. М., **1970**.

Гиммельштейн Е.Н. Глубинная геология юго-восточной части Белоруссии и возможность выявления здесь нефти и новых месторождений каменной соли // Геология и полезные ископаемые БССР. Мн., **1946**. Сб. 1. С. 31–50.

Гинзбург И.И. Типы древних кор выветривания, формы их проявления и классификация // Кора выветривания. **1963**. Вып. 6. С. 71–101.

Гинтов О.Б. Структуры континентальной земной коры на ранних этапах ее развития. Киев, **1978**.

Гирин Р.Э. Глубинный сейсмический разрез литосферы по профилю Браслав-Плещеницы // Докл. АН БССР. **1991**. Т. 35, № 7. С. 640–644.

Гирин Р.Э., Мастюлин Л.А. Рекогносцировочные исследования глубинного строения земной коры и верхней мантии территории Белоруссии методом обменных волн от землетрясений // Докл. АН БССР. **1987**. Т. XXXI, № 7. С. 655–658.

Глубинное геологическое картирование / П.А. Литвин, М.Б. Рыбаков, М.Л. Сахновский и др. Л., **1981**. (Методич. пособие по геол. съемке масштаба 1 : 50 000. Вып. 7).

Глубинное строение и динамика земных недр территории Белоруссии / Р.Г. Гарецкий, Г.И. Каратаев, Ж.П. Хотько и др. Мн., **1991**.

Голубцов В.К. Некоторые данные к стратиграфии триасовых отложений западной части Белоруссии // Тр. конференции по вопросам мезозоя и кайнозоя Прибалтики и Белоруссии. Вильнюс, **1950**. С. 137–147.

Голубцов В.К. О нижнекаменноугольных отложениях района Ельска (Припятское Полесье) // Докл. АН СССР. **1954_1**. Т. 97, № 1. С. 133–135.

Голубцов В.К. О нижнекаменноугольных отложениях района Словечно // Изв. АН БССР. **1954_2**. № 2. С. 127–133.

Голубцов В.К. Стратиграфия и фораминиферы визейского яруса Припятского прогиба // Палеонтология и стратиграфия БССР. Мн., **1957**. Сб. 2. С. 44–209.

Голубцов В.К. Стратиграфическая схема пермо-триаса Припятского прогиба (юго-восток БССР) // Тр. ИГН АН БССР. Вып. 1. Мн., **1958_1**. С. 57–60.

Голубцов В.К. Стратиграфическая схема среднекаменноугольных отложений Припятского прогиба // Тр. конф. молодых ученых АН БССР. Мн., **1958_2**. С. 102–107.

Голубцов В.К. Триасовые отложения Припятского прогиба // Тр. Всесоюзн. совещ. по пересмотру унифицированной схемы мезозоя. Л., **1960**. С. 84–97.

Голубцов В.К. К находке пермских отложений в юго-западной части Белоруссии (Брестская впадина) // Докл. АН СССР. **1961_1**. Т. 139, № 1. С. 166–170

Голубцов В.К. Нижнепермские отложения Припятского прогиба // Мат. по геологии и газоносности нижнепермских отложений юга Русской платформы. Харьков, **1961_2**. С. 299–317.

Голубцов В.К. Стратиграфия пермских и триасовых отложений Припятского прогиба // Изв. АН СССР. Сер. физ.-техн. № 2. **1961_3**. С. 84–89.

Голубцов В.К. К находке отложений мячковского горизонта московского яруса в Припятском прогибе // Докл. АН СССР. **1962**. Т. 145, № 2. С. 377–380.

Голубцов В.К. Среднекаменноугольные отложения Припятского прогиба // Геология и гидрогеология Припятского прогиба. Мн., **1963**. С. 19–34.

Голубцов В.К. Пермские отложения Брестской впадины // Стратиграфия СССР. Пермская система. М., **1966_1**. С. 160–161.

Голубцов В.К. К вопросу о верхнекаменноугольных отложениях в Припятском прогибе // Стратиграфия, литология и полезные ископаемые БССР. Мн., **1966_2**. С. 13–18.

Голубцов В.К. Девонская система // Геология СССР. Т. III. Белорусская ССР. Геологическое описание. М., **1971_1**. С. 107–140.

Голубцов В.К. Пермская и триасовая системы // Геология СССР. Т. III. Белорусская ССР. Геологическое описание. М., **1971_2**. С. 161–179.

Голубцов В.К. Припятский прогиб // Девонская система. М., **1973**. Кн. 1. С. 181–190.

Голубцов В.К. О галогенном типе разреза наровского горизонта среднего девона в Припятской впадине // Некоторые вопросы стратиграфии и палеонтологии палеозойских и мезозойских отложений Белоруссии. Мн., **1974_1**. С. 69–79.

Голубцов В.К. О речицких слоях франского яруса в Припятской впадине // Некоторые вопросы стратиграфии и палеонтологии палеозойских и мезозойских отложений Белоруссии. Мн., **1974**$_2$. С. 132–152.

Голубцов В.К. О прудковской свите нижней перми в Припятской впадине // Новое в стратиграфии, тектонике и четвертичной геологии Белоруссии. Мн., **1979**. С. 50–71.

Голубцов В.К. Новые данные по стратиграфии и условиям осадконакопления в карбоне и перми на территории Припятского прогиба // Геологическое строение и развитие платформенного чехла Белоруссии. Мн., **1992**. С. 63–88.

Голубцов В.К., Барсков И.С., Кручек С.А., Толстошеев В.И. О конодонтах среднекаменноугольных отложений Белоруссии // Докл. АН СССР. **1981**. Т. 257. С. 182–186.

Голубцов В.К., Брусенцов А.Н. Об отложениях московского яруса в Припятском прогибе // Докл. АН БССР. **1960**. Т. IV, № 11. С. 474–477.

Голубцов В.К., Кедо Г.И. О геологическом разрезе района Давыдовки // Докл. АН БССР. **1958**. Т. II, № 10. С. 423–427.

Голубцов В.К., Кедо Г.И. Озерско-хованские слои Припятского прогиба // Тр. ИГН АН БССР. Мн., **1960**. Вып. 2. С. 78–89.

Голубцов В.К., Кедо Г.И., Авхимович В.И., Демиденко Э.К., Кручек С.А., Линник Л.С., Некрята Н.С., Обуховская Т.Г., Пушкин В.И. Комплексы органических остатков девонских отложений Белоруссии // Новые данные по стратиграфии Белоруссии. Мн., **1981**. С. 45–68.

Голубцов В.К., Кедо Г.И., Белоусова Г.А., Кручек С.А. Карбон Белоруссии // Тр. VIII Междунар. конгресса по стратиграфии и геологии карбона. Т. 2. М., **1979**. С. 154-161.

Голубцов В.К., Кедо Г.И., Кручек С.А. Эйфельский ярус Белоруссии // Нижний ярус среднего девона на территории СССР. М., **1983**. С. 51–56.

Голубцов В.К., Кедо Г.И., Кручек С.А., Авхимович В.И., Демиденко Э.К., Линник Л.С., Некрята Н.С., Обуховская Т.Г., Пушкин В.И. Стратиграфическая схема девонских отложений Белоруссии // Мат. по стратиграфии Белоруссии. Мн., **1981**. С. 46–63.

Голубцов В.К., Кедо Г.И., Кручек С.А., Линник Л.С., Демиденко Э.К., Авхимович В.И. О геологическом строении северной и южной прибортовых зон Припятской впадины (девонские и каменноугольные отложения) // Новые данные по стратиграфии осадочной толщи Белоруссии. Мн., **1975**. С. 56–125.

Голубцов В.К., Кедо Г.И., Линник Л.С., Кручек С.А., Демиденко Э.К., Некрята Н.С., Авхимович В.И. Краткий стратиграфо-палеонтологический очерк девонских отложений Припятской впадины // Новые данные по стратиграфии осадочной толщи Белоруссии. Мн., **1975**. С. 27–55.

Голубцов В.К., Кедо Г.И., Махнач А.С., Фурсенко А.В. Стратиграфия палеозоя Припятского прогиба // Геологическое строение и нефтегазоносность восточных областей Украины. Киев, **1959**. С. 317–329.

Голубцов В.К., Ковалев Б.С., Ярцева М.В. К находке отложений башкирского яруса среднего карбона в Припятском прогибе (юго-восток Белорусской ССР) // Докл. АН СССР. **1956**. Т. 110, № 2. С. 257–259.

Голубцов В.К., Кручек С.А. К стратиграфии нижнефаменских отложений Старобинской депрессии // Вопросы региональной геологии Белоруссии. М., **1976**. С. 15–30.

Голубцов В.К., Кручек С.А., Кедо Г.И. Стратиграфия среднедевонских отложений восточного склона Белорусской антеклизы // Современные проблемы геологии БССР. Мн., **1978**. С. 3–14.

Голубцов В.К., Кручек С.А., Корзун В.П., Авхимович В.И., Линник Л.С. О расчленении и возрасте верхнедевонских вулканогенных толщ в скважине Шарпиловка Р 1 (северо-восток Припятской впадины) // Докл. АН БССР. **1973**. Т. XVII, № 1. С. 64–67.

Голубцов В.К., Кручек С.А., Обуховская Т.Г. Стратиграфия терригенных отложений Белоруссии (средний девон—нижний фран) // Средний девон СССР, его границы и ярусное расчленение. Уфа, **1983**. С. 59–60.

Голубцов В.К., Курилин В.И. Ассоциации фораминифер и корреляции намюра Припятской впадины и северной окраины Донбасса // Фауна и стратиграфия палеозоя и мезозоя Прибалтики и Белоруссии. Вильнюс, **1975**. С. 93–104.

Голубцов В.К., Махнач А.С. Фации территории Белоруссии в палеозое и раннем мезозое. Мн., **1961**.

Голубцов В.К., Монкевич К.Н. Новые данные о верхнетриасовых отложениях Припятской впадины // Вопросы региональной геологии Белоруссии. Мн., **1976**. С. 31–39.

Голубцов В.К., Невмержицкая З.М. Новые данные об отложениях черниговской свиты нижней перми на юго-востоке Припятского прогиба // Докл. АН БССР. **1961**. Т. V, № 2. С. 81–85.

Голубцов В.К., Пелипенко Ю.М., Резник П.И. О речицких слоях восточной части Припятской впадины // Новые данные по стратиграфии осадочной толщи Белоруссии. Мн., **1975**. С. 126–131.

Голубцов В.К., Помяновская Г.М., Вишняков И.Б., Глушко В.В., Каяк К.Ф., Кручек С.А., Нарбутас В.В., Няга В.И., Поливко И.А., Савваитова Л.С., Сорокин В.С., Урьев И.И. Палеогеография юго-западного края Восточно-Европейской платформы в девонский период // Тектоника и палеогеография запада Восточно-Европейской платформы. Мн., **1981**. С. 23–43.

Голубцов В.К., Синичка А.М., Дашкевич В.П., Зингерман А.Я. О взбросовых дислокациях в надсолевой толще Припятского прогиба // Докл. АН БССР. **1982**. Т. XXVI, № 7. С. 635–638.

Голубцов В.К., Толстошеев В.И. Использование промыслово-геофизических данных для расчленения и корреляции среднекаменноугольных отложений Припятского прогиба // Строение и развитие платформенного чехла Белоруссии. Мн., **1976**. С. 30–47.

Гольдберг И.С., Руховец Н.М. Основные черты тектонического строения и развития Балтийской синеклизы // Региональная геология Прибалтики и Белоруссии. Рига, **1972**. С. 136–147.

Гоньшакова В.И., Корзун В.П. Особенности проявления щелочно-ультраосновного – щелочно-базальтоидного магматизма на древних платформах в связи с проблемой верхней мантии (на примере Русской и Сибирской платформ) // Докл. сов. геологов к XXIII сессии МГК. М., **1968**. С. 156–168.

Горелик З.А. Данные по тектонике Белоруссии и проблема выявления месторождений соли и нефти на ее территории. Мн., **1946**.

Горелик З.А. Залежи каменной соли в Домановичском районе и перспективы поисков соли и нефти в БССР. Мн., **1947**.

Горелик З.А. Основные тектонические структуры БССР и их влияние на формирование современного рельефа // Изв. ВУЗов. Геология и разведка. **1959**. № 8. С. 22–26.

Горелик З.А. О тектоническом строении и перспективах нефтегазоносности Оршанской впадины БССР // Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности БССР. М., **1966**$_1$. С. 194–236.

Горелик З.А. Условия образования и перспективы нефтегазоносности соляных структур Припятской впадины // Условия образования и особенности нефтегазоносности солянокупольных структур: Мат. первого

симпозиума по условиям образования и особенностям нефтегазоносности солянух структур (Львов, 1964 г.). Т. 1. Киев, **1966**$_2$. С. 236–247.

Горелик З.А. Об особенностях соляных структур Припятской впадины и поисках связанных с ними залежей нефти в надсолевых девонских и нижнекаменноугольных отложениях // Солянокупольные регионы СССР и их нефтегазоносность. Киев, **1969**$_1$. С. 168–179.

Горелик З.А. Об этапах формирования основных тектонических структур территории Белоруссии // Вопросы региональной геологии Прибалтики и Белоруссии. Рига, **1969**$_2$. С. 49–58.

Горелик З.А. Дискуссионные вопросы проявления соляной тектоники на территории Припятской впадины // Вопросы геологии территории БССР и некоторых смежных районов УССР. Мн., **1970**. С. 262–275.

Горелик З.А., Айзберг Р.Е., Синичка А.М., Анцупов П.В., Макаревич А.Н. Современная структура и история тектонического развития Припятской впадины. Мн., **1968**.

Горецкий Г.И. О границе между неогеном и антропогеном // Хронология и климаты четвертичного периода. М., **1960**. С. 19–26.

Горецкий Г.И. О происхождении и возрасте глубоких долинообразных понижений в рельефе постели антропогеновых отложений ледниковых областей // Нижний плейстоцен ледниковых районов Русской равнины. М., **1967**. С. 17–34.

Горецкий Г.И. Аллювиальная летопись великого Пра-Днепра. М., **1970**.

Горецкий Г.И. Типы антропогеновых переуглублений (на примере некоторых районов Неманского бассейна) // Проблемы палеогеографии антропогена Белоруссии. Мн., **1973**. С. 95–127.

Горецкий Г.И. О критериях определения границы между неогеном и антропогеном // Пограничные горизонты между неогеном и антропогеном. Мн., **1977**. С. 8–55.

Горецкий Г.И. Особенности палеопотамологии ледниковых областей (на примере Белорусского Понеманья). Мн., **1980**.

Горецкий Г.И. Палеогеоморфологические методы корреляции раннеплейстоценовых образований: Докл. на XI конгрессе INQUA (Москва, 1982). Мн., **1982**.

Горецкий Г.И., Гурский Б.Н., Еловичева Я.К., Величкевич Ф.Ю., Дромашко С.Г., Назаров В.И., Зубович С.Ф. Нижнинский Ров (стратотипический разрез шкловского межледниковья Белоруссии). Мн., **1987**.

Государственный водный кадастр: Основные гидрогеологические характеристики (за 1971–1975 гг. и весь период наблюдений). Белоруссия и Верхнее Поднепровье. Л., **1978**.

Гранитоидные формации Украинского щита. Киев, **1984**.

Граница девона и карбона на территории СССР. Мн., **1988**.

Граница между неогеновой и четвертичной системой в СССР. М., **1987**.

Граница неогеновой и четвертичной систем на территории Белоруссии. Мн., **1983**.

Гранулитовая фация метаморфизма / Г.М. Другова, В.А. Глебовицкий, Л.П. Никитина, Л.А. Приямкина, Л.В. Климов. Л., **1972**.

Грачевский М.М., Берлин Ю.И., Дубовский М.Г., Ульмишек Г.Ф. Корреляция разнофациальных толщ при поисках нефти и газа. М., **1969**.

Григялис А.А., Бурман П.Ф., Зосимович В.Ю., Иваник М.А., Краева Е.А., Люльева С.А., Спотлянд А.Б. Новые данные по стратиграфии и палеогеографии палеогеновых отложений запада Европейской части СССР // Сов. геология. **1988**. № 12. С. 41–54.

Григялис А.А., Лапинскас П.П., Сакалаускас К.А. Геологическое строение и нефтеносность Прибалтики. М., **1970**.

Гриценко В.П., Ищенко А.А., Константиненко А.И., Цегельнюк П.Д. Сообщества бентосных организмов силура и нижнего девона Подолии. Киев, **1987**. № 4.

Гричук В.П. Растительность Русской равнины в нижне- и среднечетвертичное время // Мат. по геоморфологии и палеогеографии СССР. М., **1950**. Т. 46. С. 5–202.

Гричук В.П. Ископаемые флоры как палеонтологическая основа стратиграфии четвертичных отложений. Принципы стратиграфического расчленения плейстоцена на основании палеофитологических материалов // Рельеф и стратиграфия четвертичных отложений северо-запада Русской равнины. М., **1961**. С. 25–72.

Гричук В.П., Зеликсон Э.М., Борисова О.К. Реконструкция климатических показателей раннего кайнозоя по палеофлористическим данным // Климаты земли в геологическом прошлом. М., **1987**. С. 69–77.

Грузман Г.Г. Ледниковая формация Волыни // Краевые образования материковых оледенений: Мат. V Всесоюзн. совещ. по изучению краевых образований материковых оледенений. Киев, **1978**. С. 73–81.

Гулис Л.Ф. Постседиментационные изменения отложений рифея и нижнего венда Беларуси. Мн., **1995**.

Гулис Л.Ф., Махнач А.А., Аэжгиревич Л.Ф. Петрография желваковых кремней меловых отложений Беларуси // Докл. АН Беларуси. **1992**. Т. 36, № 3–4. С. 245–249.

Гурвич С.И. Перспективы выявления древних россыпей олова и редких металлов в южных районах Белоруссии // Тез. докл. VII научной конференции геологов Прибалтики и Белоруссии. **1970**. С. 235–237.

Гуров Е.П., Гурова Е.П., Веретенников Н.В., Ракицкая Р.Б. Коэсит и стишовит из Логойского метеорного кратера // Докл. АН БССР. **1980**. Т. XXIV, № 2. С. 168–171.

Гурский Б.Н. Нижний и средний антропоген Белоруссии. Мн., **1974**.

Давсонит Беларуси / А.С. Махнач, Н.А. Савченко, Д.Г. Чуйко, Е.А. Никитин, В.И. Парибок, Г.А. Белоусова. Мн., **1995**.

Даниланс И.Я. Четвертичные отложения Латвии. Рига, **1973**.

Даниланс И.Я. К вопросу создания региональной стратиграфической схемы четвертичных отложений Прибалтики // Вопросы четвертичной геологии. Рига, **1974**. Т. 7. С. 5–8.

Даниланс И.Я., Дзилна В.Я., Стелле В.Я. Разрез Жидини // Вопросы четвертичной геологии. Рига, **1964**. Т. 3. С. 63–140.

Даниловский И.В. Геологическое строение бассейна р. Ловати в пределах 10-верстной геологической карты // Тр. ГГРУ. **1931**. Вып. 155.

Данкевич И.В., Михненок М.И. Тектоническое районирование фундамента западной части Русской плиты // Докл. АН БССР. **1975**. Т. XIX, № 12. С. 1123–1126.

Данкевич И.В., Михненок М.И. Разрывная тектоника докембрийского фундамента и некоторые общие металлогенические перспективы Белоруссии // Геология и металлоносность кристаллического фундамента Белоруссии: Мат. Республ. совещания. Мн., **1978**. С. 87–94.

Дарафееў П.І., Велічкевіч Ф.Ю. Новыя матэрыялы аб пліяцэнавай флоры Беларусі // Антрапаген Беларусі. Мн., **1971**. С. 154–165.

Девон и карбон Прибалтики / В.С. Сорокин, Л.А. Лярская, А.С. Савваитова и др. Рига, **1981**.

Девон Русской платформы. М., Л., **1953**.

Девонская межсолевая толща Припятской впадины / А.С. Махнач, И.И. Урьев, А.П. Анпилогов, С.А. Кручек, В.П. Корзун, А.А. Махнач, Т.А. Левкова. Мн., **1981**.

Девонские соленосные формации Припятского прогиба / Р.Г. Гарецкий, В.З. Кислик, Э.А. Высоцкий, Д.М. Ерошина, Н.С. Петрова, С.М. Обровец, Э.В. Седун, В.А. Протасевич. Мн., **1982**.

Дедеев В.А., Сурков В.С., Фотиади Э.Э. Методика изучения структуры фундамента платформенных областей СССР // Структура фундамента платформенных областей СССР. Л., **1974**. С. 12–16.

Дементьев В.А. Геоморфологические районы БССР // Уч. зап. БГУ. Сер. географ. **1948**. Вып. 8. С. 3–31.

Демиденко Э.К. К вопросу о границе девонских и каменноугольных отложений в Припятской впадине по данным изучения остракод // Мат. VI научн. конф. молодых геологов Белоруссии. Мн., **1976**. С. 8–13.

Демиденко Э.К. Особенности пространственного распространения остракод в раннем фамене Припятской впадины // Новые данные по геологии БССР. Мн., **1977**. С. 57–64.

Демиденко Э.К. Биостратиграфическое расчленение турнейских отложений запада Припятского прогиба по остракодам // Новые данные по тектонике, стратиграфии и вещественному составу осадочных образований БССР. Мн., **1982**. С. 80–88.

Демиденко Э.К., Кедо Г.И. Об упинском комплексе остракод и спор Припятской впадины // Новые данные по стратиграфии осадочной толщи Белоруссии. Мн., **1975**. С. 146–151.

Демидович Л.А. Формирование коллекторов нефтеносных комплексов Припятского прогиба. Мн., **1979**.

Денисюк Н.Ф. Глауконитовые породы БССР. Мн., **1936**.

Деревянкин Ю.А., Деревянкина Л.Ф. Минеральный состав, особенности химизма и условия образования графитсодержащих гнейсов в связи с оценкой их рудоносности // Твердые полезные ископаемые Белоруссии. Мн., **1983**. С. 76–86.

Дзевановский Ю.К. Докембрий, его границы и принципы расчленения // Зап. Ленингр. Горн. ин-та. **1969**. Вып. 2. С. 9–15.

Дикенштейн Г.Х. Основные черты структуры западной части Русской платформы в нижнем палеозое // Бюлл. МОИП: Отд. геол. **1953**. Т. XXVIII, № 4. С. 21–22.

Дикенштейн Г.Х. Палеозойские отложения юго-запада Русской платформы. М., **1957**.

Дмитриев Ф.Л. Бокситоносность территории БССР // Твердые полезные ископаемые БССР. Мн., **1970**. С. 68–75.

Дмитриев Ф.Л. Континентальные отложения бобриковского горизонта нижнего карбона Припятской впадины: Автореф. дисс. ... канд. геол.-минер. наук. Вильнюс, **1977**.

Дмитриев Ф.Л., Курочка В.П., Фролов Г.Н. Давсонит в нижнекаменноугольных отложениях Припятской впадины // Новые виды неметаллических полезных ископаемых. М., **1975**. С. 209–227.

Дмитриев Ф.Л., Никитин Е.А. О древней коре выветривания в ордовикских отложениях Прибалтийской моноклинали // Коры выветривания и бокситы. Алма-Ата, **1981**. С. 36–38.

Додатко А.Д. Эпохи корообразования на Украинском щите и некоторые данные об эволюции процессов выветривания // Коры выветривания и гипергенное рудообразование. М., **1973**. С. 60–65.

Докембрийская геология СССР. Л., **1988**.

Доктуровский В.С. О межледниковых флорах // Бюлл. Комиссии по изучению четвертичного периода. **1930**. Вып. 2. С. 47–49.

Доктуровский В.С. Новые данные о межледниковой флоре в СССР // Бюлл. Моск. общ-ва испыт. природы. **1931**. Т. IX. Вып. 1–2. С. 214–229.

Доктуровский В.С. Межледниковые торфы БССР // Зап. АН БССР. **1934**. № 3. С. 33–47.

Доминиковская Д.А. Габбро-анортозиты юга Белоруссии // Докл. АН БССР. **1973**. Т. XVII, № 8. С. 749–752.

Доминиковская Д.А., Махнач А.С. Особенности формирования и состава гранулитов древних платформ и индикаторность K/Na отношения // Метаморфизм и метасоматоз в формировании пород и руд докембрия Белоруссии. Мн., **1991**. С. 94–111.

Доминиковский Г.Г. Парагенетический анализ минеральных ассоциаций гнейсов Белорусского массива // Докл. АН БССР. **1968**. Т. XII, № 9. С. 824–826.

Доминиковский Г.Г. Стратиграфическое расчленение докембрийских образований Белоруссии // Тез. докл. VII конф. геологов Прибалтики и Белоруссии. Таллинн, **1970**. С. 23–26.

Доминиковский Г.Г., Доминиковская Д.А. Петрология докембрия Белоруссии. Мн., **1978**.

Доминиковский Г.Г., Медушевская И.А. Новые данные о геологии и тектонике докембрия Белоруссии // Докл. АН СССР. **1971**. Т. 196, № 2. С. 409–412.

Доминиковский Г.Г., Медушевская И.А. К истории геологического развития кристаллического фундамента западного региона Восточно-Европейской платформы // Докл. АН БССР. **1973**. Т. XVII, № 2. С. 167–170.

Дорофеев П.И. О третичной флоре Белоруссии // Бот. журнал. **1960**. Т. 45. № 10. С. 1418–1434.

Дорофеев П.И. Новые данные о плейстоценовых флорах Белоруссии и Смоленской области // Мат. по истории флоры и растительности СССР. М., **1963**. Вып. 4. С. 5–180.

Дорофеев П.И. О неогеновой флоре пос. Житковичи на юге Белоруссии // Докл. АН БССР. **1967**. Т. XI, № 8. С. 719–723.

Дорофеев П.И. О плиоценовой флоре д. Холмеч на Днепре // Докл. АН СССР. **1971**. Т. 200, № 4. С. 917–920.

Дорофеев П.И. О плиоценовой флоре дер. Дворец на Днепре // Проблемы палеоботаники. Л., **1986**. С. 44–71.

Дорофеев П.И. Миоценовые флоры Тамбовской области. Л., **1988**.

Дранник А.С. Тектоника и стратиграфия Словечно-Овручской возвышенности в северной части Украинского щита // Геотектоника. **1968**. № 3. С. 70–76.

Дунаева К.Е., Кичкина М.С. История геологического изучения // Геология СССР. Т. III. Белорусская ССР. Геологическое описание. М., 1971. С. 9–17.

Егоров А.И. Очерки угленакопления. Ростов-на-Дону, **1974**.

Егоров А.И. Угленосные и горючесланцевые формации Европейской части СССР. Ростов-на-Дону, **1985**.

Егорова Л.Н., Ляшенко А.И. Корреляция подсолевых карбонатных отложений Речицко-Вишанской зоны (северо-восточная часть Припятской впадины) // Нефтепромысловая геология: Тр. Всесоюз. нефтегаз. НИИ. М., **1974**. С. 179—223.

Еловичева Я.К. Изменение растительности Белорусского Полесья в голоцене // Вопросы геологии, геохимии и геофизики земной коры Белоруссии. Мн., **1975**. С. 105–113.

Еловичева Я.К. Шкловские (рославльские) межледниковые отложения Белоруссии и смежных территорий. Мн., **1979**.

Еловичева Я.К. Особенности среднеплейстоценовой флоры и растительности на востоке Белоруссии (по разрезу Старые Стайки) // Флора и фауна кайнозоя Белоруссии. Мн., **1992**. С. 55–76.

Еловичева Я.К. Палинология позднеледниковья и голоцена Белоруссии. Мн., **1993**.

Еловичева Я.К., Богдель И.И. Новые разрезы голоцена Белоруссии // Геологическое строение осадочной толщи Белоруссии. Мн., **1985**. С. 141–169.

Еловичева Я.К., Богдель И.И., Зерницкая В.П., Климанов В.А. Климатические реконструкции голоцена Белоруссии по палинологическим данным // Палеоклиматы голоцена Европейской территории СССР. М., **1988**. С. 86–103.

Еловичева Я.К., Зерницкая В.П. Палинологические данные к истории развития растительности Белорусского Полесья в голоцене // Новое в изучении геологии кайнозоя Белоруссии и смежных областей. Мн., **1989**. С. 19–29.

Еловичева Я.К., Леонович О.П., Тарасевич К.И., Коротенко И.А. Палеогеографические аспекты муравинской межледниковой эпохи северо-запада Белоруссии // Палеогеография кайнозоя Белоруссии. Мн., **1989**. С. 115–119.

Еловичева Я.К., Мысливец И.А. К вопросу о возрасте отложений озера Дривяты // Проблемы геохимического и геофизического изучения земной коры. Мн., **1974**. С. 119–124.

Еловичева Я.К., Мысливец И.А. Палеогеография озер Браславской возвышенности // Стратиграфия и палеогеография антропогена. Мн., **1975**. С. 90–97.

Еловичева Я.К., Хурсевич Г.К. Об усложнении стратиграфии среднего плейстоцена // Геологические исследования кайнозоя Белоруссии. Мн., **1981**. С. 109–121.

Ерошина Д.М., Авхимович В.И. Об особенностях строения и возраста верхнефранской соленосной формации Припятской впадины // Литология, геохимия и фации верхнего протерозоя и палеозоя БССР. Мн., **1979**. С. 110–124.

Ерошина Д.М., Высоцкий Э.А. Особенности строения и состава нижней соленосной толщи Припятской впадины // Полезные ископаемые Белоруссии. Мн., **1975**. С. 128–139.

Ерошина Д.М., Высоцкий Э.А. Особенности тектонического развития территории Петриковского месторождения калийных солей в позднем девоне // Геология нерудных полезных ископаемых. Мн., **1976**. С. 48–66.

Ерошина Д.М., Некрята Н.С. О контакте нижней соленосной толщи Припятского прогиба с межсолевыми отложениями // Геология нерудных полезных ископаемых БССР. Мн., **1976**. С. 76–89.

Ерошина Д.М., Обровец С.Н. Строматолиты в верхнефранской соленосной формации Припятской впадины // Геология твердых полезных ископаемых БССР. Мн., **1979**. С. 148–157.

Ерощев-Шак В.А., Махнач А.С., Лёвых Н.Н. Глинистые минералы в измененных кристаллических породах Белорусского массива // Кора выветривания. **1976**. Вып. 15. С. 149–161.

Железорудные формации докембрия Белоруссии / А.С. Махнач, Г.Г. Доминиковский, В.И. Пасюкевич, А.И. Стасевич, С.Л. Шварков, А.С. Колотовский, Г.И. Илькевич. Мн., **1974**.

Жирмунский А.М. Основные черты тектоники Западного края // Изв. Москов. отд. Геол. ком. **1919**. Т. I. С. 205–226.

Жирмунский А.М. Подземные воды Западного края // Мат. по общей и прикладной геологии. М., **1927**. Вып. 63.

Жирмунский А.М. Главный девонский вал Северо-Западного края // Изв. ВГРО. **1930**. Т. 19, № 4. С. 101–105.

Жицкая З.В. Литология отложений башкирского яруса среднего карбона Припятской впадины: Автореф. дисс. ... канд. геол.-минер. наук. Мн., **1969**.

Жицкая З.В., Некрята Н.С. Особенности строения межсолевых отложений южной зоны Припятского прогиба // Новые данные по тектонике, стратиграфии и вещественному составу осадочных образований БССР. Мн., **1982**. С. 71–80.

Жицкая З.В., Синичка А.М. Задонско-елецкие отложения южной зоны Припятского прогиба и возможности наличия в них неструктурных ловушек // Направления нефтепоисковых и разведочных работ в Припятском прогибе. Мн., **1977**. С. 34–47.

Жузе А.П. Диатомовые межледниковых отложений р. Полометь // Бюлл. МОИП. Нов. сер. Отд. геол. **1936**. Т. XLIV, № 5. С. 429–472.

Жуков В.В. Некоторые особенности дизъюнктивной и соляной тектоники Припятской впадины // Геотектоника. **1968**. № 6. С. 105–109.

Жук-Почекутов К.А. Новая химико-минералогическая классификация амфиболитов на основе нормативного метода “чисел” Ниггли // Проблемы осадочной геологии докембрия. М., **1971**. Вып. 1. С. 7–31.

Журавлева З.А., Чумаков Н.М. Катаграфии, онколиты и строматолиты из позднего докембрия восточной Белоруссии // Докл. АН СССР. **1968**. Т. 178, № 3. С. 668–671.

Жуховицкия А.Л., Генералова В.А., Рачевский А.Н. Сера — показатель процесса озерного осадконакопления // Вестн. БГУ. Сер. 2. Химия, биология, география. **1983**. № 2. С. 45–49.

Жуховицкая А.Л., Еловичева Я.К. Палеолимнологические условия карбонатонакопления в озере Бобрица (БССР) // Голоценовая карбонатная гажа Нечерноземья. Пермь, **1987**. С. 118–126.

Заварицкий А.Н. Пересчет химических анализов изверженных горных пород и определение химических типов. М., **1960**.

Зайцев А.Г. Чем богаты недра Белоруссии. Мн., **1939**.

Зайцева Н.В. Глины среднего олигоцена-плиоцена Белоруссии. Мн., **1987**.

Зайцева Н.В., Шпунтенко С.А. Гиббсит неогеновых глин юга Белоруссии // Докл. АН БССР. **1976**. Т. XX, № 9. С. 827–829.

Зерницкая В.П. Развитие растительности западной части Копыльской гряды в позднеледниковье и голоцене // Географические аспекты рационального природопользования. Мн., **1985**. С. 110–116.

Зерницкая В.П. Условия формирования и спорово-пыльцевые комплексы Высоко-Махновичского торфяника // Современные рельефообразующие процессы. Мн., **1986_1**. С. 49–54.

Зерницкая В.П. Восстановление водного режима Полесской низменности по ископаемой пыльце водно-болотной растительности. // Методы исследования озерных отложений в палеоэкологических и палеоклиматических аспектах: Тезисы симпоз. Вильнюс, **1986_2**. С. 32–33.

Зерницкая В.П. Палеогеография Белорусского Полесья в позднеледниковье и голоцене: Дисс. ... канд. географ. наук. Мн., **1991**.

Зерницкая В.П. Палинология муравинских отложений Мозырской гряды // Флора и фауна кайнозоя Белоруссии. Мн., **1993**. С. 44–49.

Зерницкая В.П. Динамика природных событий и следы деятельности человека в пыльцевых спектрах голоцена Полесья // Тез. IV респ. совещания “Современные геологические процессы”. Мн., **1998.** С. 38–39.

Зерницкая В.П. Общие и региональные особенности развития растительности в позднеледниковье и голоцене на территории Беларуси и смежных областей // Тез. IX всероссийской палинологической конференции. М., **1999**. С. 110–111.

Зерницкая В.П., Дайнеко Г.И. Этапы формирования котловины оз. Споровского // Современные рельефообразующие процессы. Мн., **1986**. С. 55–61.

Зерницкая В.П., Крутоус Э.А., Климанов В.А. Исследование торфяников с целью восстановления особенностей развития климата Белорусского Полесья // Вопросы прикладной геоморфологии. М., **1988**. С. 68–73.

Зерницкая В.П., Павловская И.Э. Новые данные о палеогеографии бассейна Зап. Двины в позднеледниковье и голоцене // Докл. АН Беларуси. **1994**. Т. 38, № 4. С. 95–99.

Зименков О.И. Геология и геохронология неоплейстоцена и голоцена Белоруссии: Автореф. дисс. ... канд. геол.-минер. наук. Мн., **1987**.

Зименков О.И., Вальчик М.А., Колковский В.М. Радиоуглеродный возраст террас Белорусского Понеманья // Мат. геологического изучения земной коры Белоруссии. Мн., **1978**. С. 137–142.

Зименков О.И., Вальчик М.А., Колковский В.М. Абсолютный возраст аллювия речных террас и поймы Белорусского Понеманья // Минералогия и геохимия кайнозойских отложений Белоруссии. Мн., **1985**. С. 128–137.

Зименков О.И., Кузнецов В.А. Время формирования аллювия надпойменных террас и поймы рек Белоруссии // Геология и гидрогеология кайнозоя Белоруссии. Мн., **1985**. С. 127–131.

94. Зак. 5046.

Зінава Р.А., Трацяк А.Н., Волак З.Я. Вынікі палеамагнітных даследаванняў неагенавых і антрапагенавых адкладаў Лоеўскага Прыдняпроўя // Новае ў геалогіі антрапагену Беларусі. Мн., **1979**. С. 153–160.

Зингерман А.Я. Геологические предпосылки выявления коренных и россыпных месторождений редких металлов в южной части территории Белоруссии // Мат. IV конф. геологов Белоруссии и Прибалтики. Мн., **1966**. С. 133–139.

Зингерман А.Я. Каолины Микашевичско-Житковичского выступа кристаллического фундамента // Твердые полезные ископаемые. Мн., **1970**. С. 34–41.

Зингерман А.Я., Левый М.Г. О строении и составе верхнепермских отложений Брестской впадины // Вопросы регионального геологического строения территории БССР. Мн., **1983**. С. 147–155.

Зингерман А.Я., Сильвестров Н.К., Парибок В.И., Курочка В.П., Хомич П.З. Заозерное месторождений давсонитовых руд (Белорусская ССР) // Новые небокситовые виды глиноземного сырья. М., **1982**. С. 120–123.

Зинова Р.А. Развитие представлений о плиоцене Белоруссии // История геологического изучения территории Белоруссии. Мн., **1988**. С. 88–92.

Зинова Р.А. Этапы развития палеогеографии территории юга Белоруссии в олигоцене и миоцене // Палеогеография кайнозоя Белоруссии. Мн., **1989**. С. 119–125.

Зинова Р.А., Бурлак А.Ф. Новые данные по корреляции разрезов верхнеолигоценовых отложений в Лоевском Приднепровье // Проблемные вопросы геологии антропогена и неогена Белоруссии. Мн., **1980**. С. 20–28.

Зинова Р.А., Бурлак А.Ф., Ажгиревич Л.Ф., Зайцева Н.В., Илькевич Г.И., Рылова Т.Б., Хурсевич Г.К., Якубовская Т.В. Стратиграфическая схема олигоцен-неогеновых отложений Белоруссии // Мат. по стратиграфии Белоруссии. Мн., **1981**. С. 115–122.

Зинова Р.А., Рылова Т.Б. Корреляция олигоценовых отложений страдубской свиты Белоруссии и берекской свиты Украины // Геология и гидрогеология кайнозоя Белоруссии. Мн., **1985**. С. 77–85.

Зинова Р.А., Рылова Т.Б., Якубовская Т.В. О новом местонахождении позднеплиоценовой флоры у д. Холмеч на Днепре // Докл. АН БССР. **1981**. Т. XXV, № 1. С. 73–76.

Зинова Р.А., Якубовская Т.В. Новые данные о соотношениях разрезов верхнеплиоценовых отложений у дд. Дворец и Холмеч на Днепре // Пограничные горизонты между неогеном и антропогеном. Мн., **1977**. С. 181–191.

Зинова Р.А., Якубовская Т.В., Рылова Т.Б., Богомолова Л.Н. Стратиграфия плиоценовых отложений Лоевско-Дворецкого страторайона // Новые данные по стратиграфии Белоруссии. Мн., **1981**. С. 105–108.

Зиновенко Г.В. Некоторые черты тектоники Подлясско-Брестской впадины // Мат. II научн. конф. молодых геологов Белоруссии. Мн., **1968**. С. 163–164.

Зиновенко Г.В. Разломы Подлясско-Брестской впадины // Разломы Белоруссии и Прибалтики. Мн., **1974**. С. 54–59.

Зиновенко Г.В. Триасовые отложения восточной части Подлясско-Брестской впадины // Докл. АН БССР. **1976**. Т. XX, № 10. С. 917–920.

Зиновенко Г.В. Балтийско-Приднестровская зона перикратонных опусканий. Мн., **1986**.

Зиновенко Г.В., Верниковский И.И. Силурийские отложения Подлясско-Брестской впадины // Вопросы геологии территории БССР и некоторых смежных районов УССР. Мн., **1970**. С. 54–63.

Зиновенко Г.В., Климович И.В., Коженов В.Я. Локальные структуры байкальского и каледонского этапов развития территории Белоруссии // Локальные структуры Белоруссии и Прибалтики. Вильнюс, **1978**. С. 18–21.

Зиновенко Г.В., Махнач А.С. Карбонатные отложения ордовика Брестской впадины // Докл. АН БССР. **1968**. Т. XII, № 11. С. 1022–1026.

Зиновенко Г.В., Махнач А.С. Стратиграфия кембрийских отложений Брестской впадины // Докл. АН БССР. **1972**. Т. XVI, № 5. С. 452–455.

Зиновенко Г.В., Пискун Л.В. История геологического развития территории северо-западной Белоруссии в кембрии // Тектоника и палеогеография запада Восточно-Европейской платформы. Мн., **1981**. С. 109–116.

Зноско Е., Кубицкий С., Рыка В. Тектоника кристаллического фундамента Восточно-Европейской платформы на территории Польши // Геотектоника. **1972**. № 5. С. 79–92.

Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Моралев В.М. Глобальная тектоника, магматизм и металлогения. М., **1976**.

Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит на территории СССР. М., **1990**.

Зосимович В.Ю. Олигоценовые отложения Днепровско-Донецкой впадины. Киев, **1981**.

Зосимович В.Ю. Верхний эоцен, олигоцен и миоцен Субпаратетиса: Автореф. дисс. ... докт. геол.-минер. наук. Киев, **1992**.

Зубаков В.А. Глобальные климатические события неогена. Л., **1990**.

Зубаков В.А. Ледниково-межледниковые циклы плейстоцена Русской и Сибирской равнин в пыльцевых диаграммах. СПб., **1992**.

Зубович С.Ф. Остракоды среднеплейстоценовых отложений Белоруссии и юга Литвы. Мн., **1978**.

Зубович С.Ф. Первые сведения об ископаемых остракодах из обнажения у д. Бурое // Геологические исследования кайнозоя Белоруссии. Мн., **1981**. С. 40–44.

Зусь М.Е., Рылова Т.Б., Хурсевич Г.К. Геологическое строение и палеогеография неоплейстоценовых отложений у д. Корчево на Новогрудской возвышенности // Палеогеография кайнозоя Белоруссии. Мн., **1989**. С. 40–46.

Ильин Е.А. Распределение и петрографический состав галечной фракции в валдайской и московской моренах Белоруссии // Докл. АН БССР. **1969**. Т. XIII, № 5. С. 442–445.

Индано А.П. Тектоническая структура Латвии. Рига, **1962**.

Иодер Г.С., Тилли К.Э. Происхождение базальтовых магм. М., **1965**.

История геологических наук в Белорусской ССР. Мн., **1978**.

История геологического изучения Белоруссии / Отв. ред. В.А. Кузнецов. Мн., **1976**.

История геологического изучения территории Белоруссии / Отв. ред. К.И. Лукашев. Мн., **1988**.

Кабайлене М.В. Методы спорово-пыльцевого анализа // Общие закономерности возникновения и развития озер. Методы изучения истории озер. Л., **1986**. С. 120–128.

Казанский Ю.П. Выветривание и его роль в осадконакоплении. М., **1969**.

Калиновский П.Ф. Териофауна позднего антропогена и голоцена Белоруссии. Мн., **1983**.

Каліцкі Т., Зярніцкая В.П., Петухова Н.Н., Санько А.Ф., Ліцвінюк Г.І., Будэк А., Верамчук С.М., Міхайлаў М.Д., Паўлава І.Д. Постгляцыяльная эвалюцыя даліны Нёмана ніжэй Гродна — першыя вынікі // Тэз. Польска-Беларускага семінара "Палеагеаграфія верхняга плейстацэну і галацэну Усходняй Польшчы і Беларусі". Кракаў, **1998**. С. 19–20.

Кальо Д.Л., Вийра В.Я., Клааманн Э.Р., Мянниль Р.П., Мярсс Г.И., Нестор В.В., Нестор Х.Э., Рубель М.П., Сарв А.И., Эйнасто Р.Э. Экологическая модель силурийского бассейна Восточной Прибалтики // Тр. палеонтол. ин-та АН СССР. **1983**. Т. 194. С. 43–61.

Каплан А.А., Григялис А.А., Стрельникова Н.И. Стратиграфия и корреляция палеогеновых отложений юго-запада Прибалтики // Сов. геология. **1977**. № 4. С. 30–42.

Капора М.С., Кудельский А.В. Новый тип минеральных вод территории Беларуси // Докл. НАН Беларуси. **1999**. Т. 43, № 5. С. 86–89.

Карабанов А.К., Левков Э.А. Озы выдавливания в Белорусском Поозерье // Докл. АН БССР. **1990**. Т. 34, № 6. С. 547–549.

Карабанов А.К., Левков Э.А. О генезисе гряд, обваловывающих озерные котловины в Белорусском Поозерье // Докл. АН Беларуси. **1992**. Т. 36, № 5. С. 446–449.

Карабанов А.К., Левков Э.А. Камоиды Белорусского Поозерья // Докл. АН Беларуси. **1993**. Т. 37, № 5. С. 90–93.

Карабанов А.К., Левков Э.А. Флювиогляциальные дельты Беларуси // Докл. АН Беларуси. **1994**. Т. 38, № 3. С. 87–90.

Карасева В.И. Сравнительная характеристика соляного тектогенеза и нефтегазоносности Припятской впадины и Иркутского амфитеатра // Поиски нефти и газа в солянокупольных областях: Тр. МИНХ и ГП. М., **1970**. Вып. 90. С. 197–203.

Каратаев Г.И. Корреляционная схема геологической интерпретации гравитационных и магнитных аномалий. Новосибирск, **1966**.

Каратаев Г.И., Гирин Р.Э., Данкевич И.В. Геофизические модели земной коры Белорусско-Прибалтийского региона. Мн., **1993**.

Каратаев Г.И., Папушина Л.Б. Вековые вариации геомагнитного поля Белорусско-Прибалтийского региона // Докл. АН БССР. **1991**. Т. 35, № 9. С. 850–853.

Каратаев Г.И., Пашкевич И.К. Геолого-математический анализ комплекса геофизических полей. Киев, **1986**.

Каратаев Г.И., Пашкевич И.К., Данкевич И.В., Апирубите Р.А., Емельянов Г.И., Орлюк М.И. Глубинные неоднородности земной коры запада Восточно-Европейской платформы по комплексу геофизических данных // Комплексные исследования глубинного строения территории Белоруссии и смежных областей. Мн., **1988**. С. 34–44.

Каратаев Г.И., Фурс В.К. Нелинейные дисперсионные модели структурной геофизики. Мн., **1997**.

Каратаев Г.И., Шевцов А.Э. Вековые вариации поля силы тяжести Белорусско-Прибалтийского региона // Докл. АН Беларуси. **1994**. Т. 38, № 1. С. 111–114.

Каратаюте-Талимаа В.Н. Телодонты Советского Союза. Вильнюс, **1978**.

Карножицкий А.Н. Геологические исследования в области юго-западной и восточной частей 28-го листа общей геологической карты Европейской России // Мат. по геологии России. **1895**. Т. 12.

Карножицкий А.Н. Геологические исследования в юго-западной части Витебской губернии и в северных частях губерний Минской и Могилевской // Мат. по геологии России. **1895**. Т. 17. С. 113–131.

Карпинский А.П. О нахождении нижнесилурийских и кембрийских отложений в Минской губернии // Горн. журнал. **1892**. Т. I, № 2. С. 299–306.

Карпинский А.П. О результатах некоторых буровых работ в бассейне р. Припять // Изв. АН. Сер. VI. **1907**. Т. 1, № 9. С. 243–246.

Карпинский А.П. К тектонике Европейской России // Изв. АН. Сер. VI. **1919**. Т. XIII, № 12–15. С. 573–590.

Карпинский А.П. Очерк физико-географических условий европейской России в минувшие геологические периоды // Сóбр. соч. Т. II. М., **1939**. С. 70–117.

Катастрофы и история Земли. Новый униформизм / Под ред. У. Берггрена и Дж. Ван Кацверинга. Мн., **1986**.

Кац Н.Я., Кац С.В. Ископаемая флора и растительность миндель-рисских межледниковых отложений у д. Жидовщизна под Гродно // Бюлл. Комисии по изучению четвертичного периода. **1960**. № 25. С. 35–49.

Кедо Г.И. Споры среднего девона северо-востока Белорусской ССР // Палеонтология и стратиграфия БССР. **1955**. Сб. 1. С. 5–59.

Кедо Г.И. Стратиграфическое значение *Hymenozonotriletes pusillites sp. n.* // Докл. АН БССР. **1957**, Т. I, № 1. С. 21–23.

Кедо Г.И. Спорово-пыльцевая характеристика нижних горизонтов карбона БССР // Тр. ИГН АН БССР. **1958**. Вып. 1. С. 46–56.

Кедо Г.И. К вопросу о характеристике пограничных слоев девона и карбона Припятского прогиба // Докл. АН БССР. **1959**. Т. III, № 2. С. 61–65.

Кедо Г.И. Споры турнейского яруса Припятского прогиба и их стратиграфическое значение // Палеонтология и стратиграфия БССР. Мн., **1963**. Сб. 4. С. 3–121.

Кедо Г.И. Споры нижнего карбона Припятского прогиба (яснополянский подъярус) // Палеонтология и стратиграфия БССР. Мн., **1966**$_1$. Сб. 5. С. 3–143.

Кедо Г.И. Споры среднего девона западной части Русской платформы // Палинология в геологическом исследовании Прибалтики. Рига, **1966**$_2$. С. 7–14.

Кедо Г.И. Калиновские слои // Новые данные по стратиграфии осадочной толщи Белоруссии. Мн., **1975**. С. 132–145.

Кедо Г.И. Боровские слои верхнего фамена Припятской впадины // Новые данные по геологии БССР. Мн., **1977**. С. 10–20.

95. Зак. 5046.

Кедо Г.И., Авхимович В.И. Зональное расчленение верхнефаменских отложений Припятской впадины по палинологическим данным // Новые данные по стратиграфии Белоруссии. Мн., **1981**. С. 83–85.

Кедо Г.И., Голубцов В.К. Палинологический критерий для определения границы девона и карбона в Припятской впадине // Палинологические исследования СССР. Мн., **1971**. С. 5–34.

Кедо Г.И., Голубцов В.К. О возрасте каолиновой толщи нижнего карбона Припятского прогиба // Геология запада Восточно-Европейской платформы. Мн., **1981**. С. 92–102.

Кедо Г.И., Голубцов В.К., Демиденко Э.К. О детальной стратиграфии верхней части надсолевой девонской толщи Припятской впадины // Новое в стратиграфии, тектонике и четвертичной геологии Белоруссии. Мн., **1979**. С. 34–50.

Кедо Г.И., Голубцов В.К., Демиденко Э.К. Стратиграфия каменноугольных отложений Белорусии // Мат. по стратиграфии Белоруссии. Мн., **1981**. С. 69–76.

Кедо Г.И., Некрята Н.С., Авхимович В.И. Споры палеозоя Белоруссии. Мн., **1974**.

Кедо Г.И., Обуховская Т.Г. Средний девон Прибалтики и северо-восточной Белоруссии // Девон и карбон Прибалтики. Рига, **1981**. С. 419–436.

Келлер Б.М. Верхний протерозой Русской платформы. М., **1968**.

Келлер Б.М. Венд, юдомий и терминальный рифей (вендомий) // Изв. АН СССР. Сер. геол. **1973**$_1$. № 1. С. 86–92.

Келлер Б.М. Рифей и его место в единой стратиграфической шкале докембрия // Сов. геология. **1973**$_2$. № 6. С. 3–17.

Кембрий Белоруссии / А.С. Махнач, В.И. Шкуратов, Г.В. Зиновенко, Л.В. Пискун. Мн., **1985**.

Кирилюк В.П. Формационное расчленение и корреляция нижнедокембрийских гранитно-метаморфических комплексов щитов территории СССР: Автореф. дисс. ... докт. геол.-минер. наук. Киев, **1986**.

Кирсанов В.В. Новые данные по стратиграфии докембрийских отложений центральных районов Русской платформы // Изв. АН СССР. Сер. геол. **1968**. № 4. С. 98–113.

Кирьянов В.В. Палеонтологические остатки и стратиграфия балтийской серии Волыно-Подолии // Палеонтология и стратиграфия нижнего палеозоя Волыно-Подолии. Киев, **1968**. С. 5–25.

Кирьянов В.В. Схема стратиграфии кембрийских отложений Волыни // Геол. журнал.. **1969**. Т. 29, № 2. С. 48–82.

Кирьянов В.В. Стратиграфия и акритархи нижнего кембрия Волыно-Подолии: Автореф. дисс. ... канд. геол.-минер. наук. Киев, **1971**.

Кирьянов В.В. Новые акритархи из кембрийских отложений Волыни // Палеонтол. журнал. **1974**. № 2. С. 117–129.

Кирьянов В.В. Волыно-Подольский склон Восточно-Европейской платформы. Кембрий // Стратиграфия верхнедокембрийских и кембрийских отложений запада Восточно-Европейской платформы. М., **1979**$_1$. С. 151–169.

Кирьянов В.В. Корреляция верхневендских и кембрийских отложений восточной Польши и Волыни // Изв. АН СССР. Сер. геол. **1979**$_2$. № 2. С. 61–68.

Кислик В.З., Высоцкий Э.А. Тектоническое развитие Припятской впадины во время соленакопления // Проблемы тектоники территории БССР и смежных районов. Мн., **1974**. С. 136–143.

Кислик В.З., Высоцкий Э.А., Голубцов В.К., Карпов В.А., Акулич В.Г., Колдашенко Г.В. Пермские соленосные отложений Припятского прогиба и их калиеносность // Геологическое строение и развитие территории БССР. **1985**$_1$. С. 142–149.

Кислик В.З., Высоцкий Э.А., Голубцов В.К., Карпов В.А., Акулич В.Г., Кусов Б.Р., Колдашенко Г.В. О новом типе соленосных отложений Припятского прогиба // Докл. АН БССР. **1985**$_2$. Т. XXIX, № 9. С. 842–845.

Кислик В.З., Высоцкий Э.А., Голубцов В.К., Седун Э.В., Кручек С.А. Среднедевонские соленосные отложения Припятской впадины // Сов. геология. **1976**. № 4. С. 139–143.

Кислик В.З., Высоцкий Э.А., Протасевич Б.А., Зеленцов И.И. Закономерности размещения калийных солей в Припятском прогибе и перспективы их промышленного освоения // Геология нерудных полезных ископаемых БССР. Мн., **1976**. С. 3–20.

Кислик В.З., Лупинович Ю.И. О постседиментационных изменениях горизонтов калийных солей // Геология и петрография калийных солей Белоруссии. Мн., **1969**. С. 155–173.

Киснерюс Ю.Л., Голубцов В.К. Пермская система // Геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 1 000 000 (новая серия). Объяснительная записка. Листы N–34, N–35. Л., **1986**. С. 68–74.

Киснерюс Ю.Л., Голубцов В.К. Триасовая система // Геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 1 000 000 (новая серия). Объяснительная записка. Листы N–34, N–35. Л., **1986**. С. 74–79.

Киснерюс Ю.Л., Сайдаковский Л.Я. Стратиграфия триасовых отложений западной и юго-западной части Восточно-Европейской платформы. Вильнюс, **1972**.

Клааманн Э.Р. Сообщества и биозональность табулятоморфных кораллов силура Прибалтики // Теория и опыт экостратиграфии. Таллинн, **1986**. С. 80–98.

Классификация и номенклатура магматических горных пород. М., **1981**.

Климанов В.А. Климат северной Евразии в позднеледниковье и голоцене: Автореф. дисс. ... докт. геогр. наук. М., **1996**.

Клименко З.М. О детальном расчленении юрских отложений Брагинского участка по палинологическим данным // Геология платформенного чехла Белоруссии. Мн., **1989**. С. 110–120.

Клименко З.М. Стратиграфия среднеюрских отложений Беларуси по палинологическим данным // Геологическое строение и развитие платформенного чехла Белоруссии. Мн., **1992**. С. 94–109.

Клушин С.В. Геодинамическая модель Припятского палеорифта по данным глубинной сейсморазведки // Докл. АН БССР. **1989**. Т. 33, № 2. С. 151–154.

Ковалев А.А. Мобилизм и поисковые геологические критерии. М., **1978**.

Ковалев В.А. Баланс тория в осадочных породах нижнего триаса Припятского прогиба // Докл. АН БССР. **1962**. Т. VI, № 10. С. 656–660.

Ковалев В.А. Марганцевые конкреции в нижнетриасовых отложениях Припятской впадины и связь их с окислительно-восстановительными условиями образования отдельных толщ // Докл. АН БССР. **1964**. Т. VIII, № 3. С. 179–183.

Кожемякина И.А. Строматолиты в эйфельских отложениях Белоруссии // Сов. геология. **1969**. № 7. С. 115–119.

Кожемякина И.А. Эйфельские отложения Рославльского прогиба и восточного склона Белоруской антеклизы // Сов. геология. **1970**. № 10. С. 82–95.

Коженов В.Я. Белорусская антеклиза. Строение, развитие, новейшая тектоника. Мн., **1979**.

Козлов М.Ф. Гидрогеология Припятского Полесья. Мн., **1976**.

Козловская Р.К., Стрельцова Г.Д. О пирокластическом материале в отложениях полесского горизонта Припятского прогиба // Новые данные по литологии и геохимии девона и верхнего протерозоя Белоруссии. Мн., **1990**. С. 66–78.

Колман Р.Г. Офиолиты. М., **1979**.

Комаровский М.Е., Якубовская Т.В. О корчевских межледниковых отложениях Минской возвышенности // Докл. АН БССР. **1988**. Т. XXXII, № 3. С. 256–259.

Кондратене О.П. Стратиграфическое расчленение плейстоценовых отложений юго-восточной части Литвы на основе палинологических данных // Стратиграфия четвертичных отложений и палеогеография антропогена юго-восточной Литвы. Вильнюс, **1965**. С. 189–261.

Кондратене О.П. О типах пыльцевых диаграмм мяркинского (микулинского, рисс-вюрмского) межледниковья Литвы и вопрос их одновозрастности // Палинология плейстоцена и голоцена. М., **1973**. С. 44–48.

Кондратене О.П. Стратиграфия и палеогеография квартера Литвы по палеоботаническим данным. Вильнюс, **1996**.

Кондратене О.П., Вишневская Е.М. Новые данные о межледниковых отложениях в Буйвиджяй // Вопросы изучения четвертичных отложений Литвы: Тр. ЛитНИГРИ. Вильнюс, **1974**. Вып. 27. С. 100–118.

Кондратене О.П., Жедялис А.А., Ришкене М.А. Условия залегания и инженерно-геологическая характеристика мяркинских отложений на Мядининкской возвышенности // Исследования ледниковых образований Прибалтики. Вильнюс, **1986**. С. 32–59.

Кондратене О.П., Санько А.Ф. Условия залегания и палинологическая характеристика межледниковых отложений в овраге Нижнинский Ров // Проблемы плейстоцена. Мн., **1985**. С. 101–124.

Кондратене О.П., Хурсевич Г.К., Логинова Л.П. Биостратиграфическое обоснование возраста озерной толщи разреза Жидини // Проблемы плейстоцена. Мн., **1985**. С. 86–101.

Кондратчик Н.В., Богино В.А. Краткий литолого-стратиграфический очерк Брестской впадины по материалам бурения // Мат. первой научн. конф. молодых геологов Белоруссии. Мн., 1965. С. 35–37.

Конищев В.С. Основные этапы формирования соляных структур Припятской впадины // Мат. II научн. конф. молодых геологов Белоруссии. Мн., **1968**. С. 256–259.

Конищев В.С. Сравнительный анализ строения, формирования и нефтеносности соляных структур Припятской и восточной окраины Прикаспийской впадин: Автореф. дисс. ... канд. геол.-минер. наук. Мн., $\mathbf{1969}_1$.

Конищев В.С. О заключительном этапе формирования соляных структур Припятской впадины // Мат. III научн. конф. молодых геологов Белоруссии. Мн., $\mathbf{1969}_2$. С. 138–140.

Конищев В.С. О направлении движения соли при формировании соляных структур Припятской впадины // Мат.III научн. конф. молодых геологов Белоруссии. Мн., **1969**$_3$. С. 140–142.

Конищев В.С. История развития разломов Припятского прогиба // Разломы Белоруссии и Прибалтики. Мн., **1974**$_1$. С. 46–54.

Конищев В.С. О взаимосвязи калийных горизонтов с конседиментационными соляными структурами Припятского прогиба // Литология и полезные ископаемые. **1974**$_2$. № 4. С. 122–125.

Конищев В.С. Развитие в карбоне региональных разломов Припятского прогиба // Докл. АН БССР. **1974**$_3$. Т. XVIII, № 11. С. 1032–1034.

Конищев В.С. Соляная тектоника Припятского прогиба. Мн., **1975**.

Конищев В.С. Влияние эрозионного рельефа на формирование верхнефранских соляных структур Припятского прогиба // Региональная тектоника Белоруссии и Прибалтики. Мн., **1977**$_1$. С. 117–121.

Конищев В.С. О природе взбросовых дислокаций в Припятском прогибе // Вопросы геологии и геохимии земной коры Белоруссии. Мн., **1977**$_2$. С. 31–35.

Конищев В.С. Двусоляные структуры Припятского прогиба // Геология и геохимия земной коры Белоруссии. Мн., **1978**$_1$. С. 33–38.

Конищев В.С. Погребенный эрозионный рельеф в межсолевых отложениях Припятского прогиба // Докл. АН БССР. **1978**$_2$. Т. XXII, № 2. С. 176–178.

Конищев В.С. Динамика рифтогенеза и галокинеза в Припятском грабене // Геологическое изучение территории Белоруссии. Мн., **1979**. С. 26–32.

Конищев В.С. Девонские соленосные формации Припятского прогиба и их соотношения с вмещающими отложениями // Литология и полезные ископаемые. **1980**. № 3. С. 116–122.

Конищев В.С. Ангидритовые валы и банки областей галокинеза // Исследования земной коры территории Белоруссии. Мн., **1982**$_1$. С. 54–56.

Конищев В.С. Структурные подразделения и этажи дислоцированности Припятского прогиба // Докл. АН БССР. **1982**$_2$. Т. XXVI, № 8. С. 739–742.

Конищев В.С. Тектоника областей галокинеза Восточно-Европейской и Сибирской платформ. Мн., **1982**$_3$.

Конищев В.С. Внутренняя тектоника соляных массивов на древних платформах // Геотектоника. **1984**$_1$. № 3. С. 112–117.

Конищев В.С. Динамические факторы галокинеза // Докл. АН БССР. **1984**$_2$. Т. XXVIII, № 2. С. 160–162.

Конищев В.С. Сравнительная тектоника областей галокинеза древних платформ. Мн., **1984**$_3$.

Конищев В.С. Структурные подразделения платформенного чехла и этажи дислоцированности областей галокинеза // Докл. АН БССР. **1985**. Т. XXIX, № 8. С. 739–741.

Конищев В.С. Две формы галокинеза // Докл. АН БССР. **1988**. Т. XXXII, № 1. С. 60–63.

Конищев В.С. Динамика мезозойско-кайнозойского галокинеза в Припятском прогибе // Літасфера. **1996**$_1$. № 3. С. 104–114.

96. Зак. 5046.

Конищев В.С. Стратиграфические и структурные соотношения надсолевых девонских отложений и верхнефаменской соленосной формации Припятского прогиба // Літасфера. **1996_2**. № 4. С. 121–133.

Конищев В.С. Формирование нижнепермских вторичных компенсационных синклиналей Припятского прогиба // Докл. АН Беларуси. **1996_3**. Т. 40, № 2. С. 96–100.

Конищев В.С. Тектонический режим Припятского прогиба и скорости осадконакопления // Докл. НАН Беларуси. **1999**. Т. 43, № 1. С. 107–109.

Конищев В.С., Ковхуто А.М. Сдвиговые дислокации и галокинез в Припятском прогибе // Докл. АН Беларуси. **1995**. Т. 39, № 5. С. 88–92.

Конищев В.С., Ковхуто А.М., Клушин С.В. Условия формирования и соотношения с разломами палеоврезов и палеосрезов в межсолевых отложениях Припятского прогиба и Северо-Припятского плеча // Докл. АН Беларуси. **1995**. Т. 39, № 4. С. 95–98.

Конищев В.С., Лупинович Ю.И., Макаревич В.Н. Об условиях формирования соленосных формаций // Докл. АН БССР. **1973**. Т. XVII, № 6. С. 549–552.

Конищев В.С., Макаревич В.Н. Разрывные нарушения нового типа в Припятской впадине // Геология и разработка нефтяных месторождений. Тр. УкрНИИПНД. М., **1971**. Вып. 8–9. С. 18–21.

Конищев В.С., Макаревич В.Н. Конседиментационные соляные структуры и фазы куполообразования // Докл. АН БССР. **1972**. Т. XVI, № 6. С. 549–551.

Конищев В.С., Макаревич В.Н. Конседиментационные разломы Припятской впадины // Проблемы тектоники территории БССР и смежных районов. Мн., **1974**. С. 82–89.

Конищев В.С., Монкевич К.Н. Прислоненные компенсационные синклинали Припятского прогиба // Докл. АН БССР. **1975**. Т. XIX, № 10. С. 936–938.

Конищев В.С., Пашик С.В. Мульды оседания Припятского прогиба и их сейсмостратиграфическая характеристика // Перерывы, несогласия, неантиклинальные ловушки. Мн., **1992**. С. 28–30.

Коржинский Д.С. Гранитизация как магматическое замещение // Изв. АН СССР. Сер. геол. **1952**. № 2. С. 56–69.

Корзун В.П. О верхнедевонских вулканогенных образованиях северо-востока Припятской впадины // Литология, геохимия и полезные ископаемые Белоруссии и Прибалтики. Мн., **1970**. С. 162–169.

Корзун В.П. Верхнедевонская щелочная вулканогенная формация Припятского прогиба // Проблемы тектоники Припятского прогиба. Мн., **1974**. С. 178–183.

Корзун В.П. О субвулканических образованиях в осадочном чехле востока Припятской впадины // Литология, геохимия, палеогеография верхнепротерозойских и палеозойских отложений Белоруссии. Мн., **1977**. С. 119–125.

Корзун В.П. Новый опорный разрез вулканогенных образований девона в районе г. Гомеля // Докл. АН БССР. **1982**. Т. XXVI, № 9. С. 831–834.

Корзун В.П. Пирокластический материал в отложениях верхнего девона Припятского прогиба // Докл. АН БССР. **1990**. Т. 34, № 2. С. 160–163.

Корзун В.П., Махнач А.С. Верхнедевонская щелочная вулканогенная формация Припятской впадины. Мн., **1977**.

Корзун В.П., Махнач А.С. О причинах и характере внедрения силлов в осадочные породы девона востока Припятского прогиба // Докл. АН БССР. **1986**. Т. XXX, № 12. С. 1105–1108.

Корзун В.П., Махнач А.С. Позднедевонский магматизм Припятского авлакогена // Тектоника и магматизм Восточно-Европейской платформы. М., **1994**. С. 195–199.

Корнилов Н.А., Ветренников В.В., Мотуза Г.Б., Петерсель В.Х. Геология железорудных месторождений и проявлений Белорусско-Прибалтийского региона (с предварительной оценкой перспектив рудоносности). Киев, **1983**.

Корнилов Н.А., Никитин Е.А., Деревянкин Ю.А., Островский В.Е., Савченко Л.Т., Шатрубов Л.Л., Илькевич Г.И., Стасевич А.И. О графитосодержащих породах в кристаллическом фундаменте БССР // Докл. АН БССР. **1985**. Т. XXIX, № 2. С. 155–158.

Корнилов Н.А., Рокачук Т.А. Использование термолюминесцентных свойств калиевых полевых шпатов для корреляции гранитоидов кристаллического фундамента БССР // Докл. АН БССР. **1980**. Т. XXIV, № 2. С. 164–167.

Коссовская А.Г. Генетические типы цеолитов стратиморфных формаций // Литология и полезные ископаемые. **1975**. № 2. С. 23–44.

Костко А.А., Бурлак А.Ф. О пограничных плиоцен-плейстоценовых отложениях Белоруссии // Пограничные горизонты между антропогеном и неогеном. Мн., **1977**. С. 191–199.

Косыгин Ю.А., Парфенов Л.М. Некоторые проблемы тектоники докембрия континентов // Проблемы геологии раннего докембрия. Л., **1977**. С. 16–29.

Кошевенко М.К. Цирконы метаморфизованных осадочных и вулканогенных пород протерозоя Житковичского горста // Геология твердых ископаемых БССР. Мн., **1979**. С. 75–80.

Кошевенко М.К., Архипова А.А. Минералого-геохимические особенности и характер проявления рудной минерализации в гранитоидах жуховичского комплекса БКМ // Твердые полезные ископаемые Белоруссии. Мн., **1983**. С. 101–115.

Кравцова Е.И., Митрофанов Ф.П. Применение системы Ab-An-Or-(H2O) к анатектической модели образования мигматит-гранитоидов // Проблемы докембрийского магматизма. Л., **1974**. С. 145–156.

Крандиевский В.С. Первые находки граптолитов в силурийских отложениях Белоруссии // Докл. АН БССР. **1962**. Т. VI, № 8. С. 514–516.

Красный Л.И. Глобальная делимость литосферы в свете геоблоковой концепции // Сов. геология. **1984**. № 7. С. 17–32.

Красовский А.В. К гидрогеологии Полесья // Мат. по геологии и полезным ископаемым Белоруссии. **1932**. Т. 5.

Красовский А.В. Про геологічну будову Лоївського Подніпров'я // Геол. журнал. **1936**. Т. III. Вып. 1. С. 5–36.

Кратц К.О. К современной практике докембрийской стратиграфии // Докембрий: Докл. сов. геологов на XXVI Междунар. геолог. конгрессе. М., **1980**. С. 122–125.

Кратц К.О., Герлинг Э.К., Лобач-Жученко С.Б., Лобиков А.Ф. О возрастных соотношениях пород Центральной Карелии // Изотопная геохронология докембрия: (Тез. докл. XXI сессии). Уфа, **1979**. С. 23–24.

Крашенинникова О.В. Древние свиты западного склона Украинского кристаллического щита. Киев, **1956**.

Крутаус Э.А. Асаблівасці насенных флор позналедавіковых азёрных адкладаў Беларускага Паазер'я // Прыродныя працэсы ў плейстацэне і галацэне Беларусі і Польшчы. Мн., **1996**. С. 43–44.

Крутоус Э.А. Новые данные об александрийских (лихвинских) флорах в долине р. Днепр // Мат. IV научн. конф. молодых геологов Белоруссии. Мн., **1971**. С. 224–225.

Крутоус Э.А. О плиоценовой флоре на западе Белоруссии // Палеокарпологические исследования кайнозоя. Мн., **1982**. С. 62–70.

Крутоус Э.А. О строении антропогеновой толщи в пределах восточной части Коссовской равнины // Геология и гидрогеология кайнозоя Белоруссии. Мн., **1985**. С. 12–19.

Крутоус Э.А. Семенные флоры донных отложений полесских озер Белоруссии // Географические аспекты рационального природопользования. Мн., **1985**. С. 105–109.

Крутоус Э.А. История развития некоторых болотных массивов юга Белоруссии // Современные рельефообразующие процессы. Мн., **1986**. С. 43–48.

Крутоус Э.А. Палеогеография антропогена Белорусского Полесья. Мн., **1990**.

Кручек С.А. О находке конодонтов в среднедевонских отложениях Припятской впадины // Мат. II научн. конф. молодых геологов Белоруссии. Мн., **1968**. С. 9–10.

Кручек С.А. Маркирующие горизонты галитовой подтолщи верхнефаменской соленосной толщи западной части Припятской впадины // Тез. докл. и сообщ. V научн. конф. молодых геологов Белоруссии. Мн., **1973**. С. 6–8.

Кручек С.А. О петриковских слоях нижнего фамена Припятской впадины // Некоторые вопросы стратиграфии и палеонтологии палеозойских и мезозойских отложений Белоруссии. Мн., **1974_1**. С. 155–161.

Кручек С.А. О строении и корреляции отложений наровского горизонта среднего девона северо-восточной Белоруссии // Проблемы геохимии и геофизики изучения земной коры. Мн., **1974_2**. С. 155–160.

Кручек С.А. О конадонтах среднего девона Белоруссии // Проблемы региональной геологии Белоруссии. Мн., **1974_3**. С. 118–126.

Кручек С.А. Нижнефаменские межсолевые отложения Припятского прогиба: Автореф. дисс. ... канд. геол.-минер. наук. Мн., **1975**.

Кручек С.А. О стратиграфической схеме межсолевых отложений верхнего девона Припятской впадины // Геологическое изучение территории Белоруссии. Мн., **1979**. С. 5–15.

Кручек С.А. К истории становления стратиграфической схемы девонских отложений Белоруссии // История геологического изучения территории Белоруссии. Мн., **1988**. С. 14–19.

Кручек С.А., Авхимович В.И. О сопоставлении нижнефаменских отложений Прибалтики и Белоруссии // Мат. по стратиграфии Прибалтики. Вильнюс, **1976**. С. 68–70.

Кручек С.А., Авхимович В.И., Демиденко Э.К. Новые данные об органических остатках из соленосных отложений верхнего девона Припятского прогиба // Докл. АН БССР. **1983**. Т. XXVII, № 1. С. 71–74.

Кручек С.А., Барсков И.С., Алексеев А.С. Конодонты каменноугольных отложений Припятской впадины // Мат. по стратиграфии Белоруссии. Мн., **1981**. С. 76–77.

Кручек С.А., Высоцкий Э.А., Обуховская Т.Г. К вопросу о стратиграфии надсолевых девонских отложений Припятского прогиба // Нефть и газ Украины. Т. 1. Полтава, **1998**. С. 71–72.

Кручек С.А., Назаров Б.Б. Верхнедевонские радиолярии Русской платформы // Докл. АН СССР. **1977**. Т. 237, № 6. С. 1445–1448.

Кручек С.А., Некрята Н.С. Биостратиграфия межсолевых верхнедевонских отложений южной части Припятской впадины // Современные проблемы геологии БССР. Мн., **1978**. С. 23–34.

Кручек С.А., Некрята Н.С. О расчленении межсолевых отложений центральной зоны Припятской впадины // Новое в стратиграфии, тектонике и четвертичной геологии Белоруссии. Мн., **1979**. С. 16–27.

Кручек С.А., Некрята Н.С. К вопросу о биостратиграфическом расчленении и корреляции межсолевых отложений девона Припятского прогиба // Вопросы регионального строения территории БССР. Мн., **1983**. С. 100–108.

Кручек С.А., Некрята Н.С., Демиденко Э.К. О биостратиграфии межсолевых верхнедевонских отложений северной структурно-фациальной зоны Припятского прогиба // Особенности регионального строения территории БССР. Мн., **1980**. С. 14–27.

Кручек С.А., Обуховская Т.Г. Детальная стратиграфия девонских отложений Жлобинской седловины и сопредельных районов в связи с поисками полезных ископаемых // Минерально-сырьевая база Республики Беларусь: состояние и перспективы. Мн., **1997**. С. 19–21.

Кручек С.А., Обуховская Т.Г. О возрасте вулканитов девонских диатрем территории Беларуси по биостратиграфическим данным // Проблемы осадочной геологии. СПб., **1998**. С. 102–104.

Кручек С.А., Обуховская Т.Г., Голубцов В.К. Новые данные о речицких отложениях верхнего девона территории Беларуси // Докл. АН Беларуси. **1996**. Т 40, № 3. С. 98–103.

Кручек С.А., Обуховская Т.Г., Левый М.Г., Обуховская В.Ю. Стратиграфия девонских отложений Уваровичско-Урицкой площади (юго-восток Беларуси) // Проблемы алмазоносности Беларуси. Мн., **1999**. С. 57–71.

Кручек С.А., Обуховская Т.Г., Стрельченко Т.В. Биостратиграфия и особенности строения девонских отложений Северо-Припятского плеча (Беларусь) // Тез. докл. второго междунар. симпозиума “Био- и секвенсстратиграфия нефтегазоносных бассейнов”. СПб, **1997**. С. 52–53.

Кручек С.А., Урьев И.И., Голубцов В.К. Опыт изучения истории геологического развития Припятской впадины в задонское и елецкое время в связи с анализом мощностей и фациально-палеогеографическим районированием // Литология, геохимия, палеогеография верхнепротерозойских и палеозойских отложений Белоруссии. Мн., **1977**. С. 77–97.

Кручинина И.В., Просвирякова З.П. Палиностратиграфия юрских отложений // Практическая палиностратиграфия. Л., **1990**. С. 103–122.

Ксенжкевич М., Самсонович Я., Рюле Э. Очерк геологии Польши. М., **1968**.

Кудельский А.В. Подземные воды Белоруссии. Мн., **1989**.

Кудельский А.В. Дестабилизация природных комплексов Белоруссии // Вестн. АН СССР. **1990**. № 12. С. 59–71.

Кудельский А.В., Гарецкий Р.Г., Айзберг Р.Е. Геофлюидодинамика и нефтегазообразование. Мн., **1997**.

Кудельский А.В., Гречко А.М., Кривецкая Т.Д., Пашкевич В.И. Гидрогеологическая экспертиза широкомасштабных осушительных мелиораций Белорусского Полесья. Мн., **1993**.

Кудельский А.В., Пашкевич В.И., Ясовеев М.Г. Подземные воды Беларуси. Мн., **1998**.

Кудельский А.В., Пашкевич В.И., Ясовеев М.Г., Шпаков О.Н., Коркин В.Д. Пресные подземные воды Беларуси (ресурсы и качество) // Літасфера. **1994**. № 1. С. 160–167.

Кудельский А.В., Сербин Г.А. Минеральные воды юго-восточной Белоруссии. Мн., **1990**.

Кудельский А.В., Шиманович В.М., Махнач А.А. Гидрогеология и рассолы Припятского нефтегазоносного бассейна. Мн., **1985**.

Кудельский А.В., Шпаков О.Н., Лебедева Л.Д. Пространственная структура слоя пресных подземных вод на территории Беларуси // Докл. НАН Беларуси. **1995**. Т. 39, № 1. С. 105–108.

Кудельский А.В., Ясовеев М.Г. Минеральные воды Беларуси. Мн., **1994**.

Кудрявцев Н.А. О тектонике и возможной нефтеносности северо-западной части Русской платформы (Прибалтийской впадины) // Геология и нефтеносность Русской платформы и Эмбы. Л., **1946**. С. 16–71.

Кужняр Н.Ч. Уралиды центральной Европы. Варшава, **1922**.

Кузнецов В.А. Геохимия аллювиального литогенеза. Мн., **1973**.

Кузнецов В.А., Жуховицкая А.Л., Еловичева Я.К., Власов Б.П. Стратиграфия и седиментогенез голоценовых отложений озера Богдановское // Літасфера. **1995**. № 3. С. 30-40.

Кузнецов В.А., Жуховицкая А.Л., Еловичева Я.К., Генералова В.А., Рачевский А.Н. Сравнительная озерная седиментация в пространстве и времени: геолого-геохимические исследования голоценовых осадков Белоруссии. Мн., **1992**.

Кузнецов Ю.А. Главные типы магматических формаций. М., **1964**.

Кузьмин М.И. Геохимия магматических пород фанерозойских подвижных поясов. Новосибирск, **1985**.

Курилин В.И. Верхневизейские отложения Припятской впадины // Докл. АН БССР. **1971**. Т. XV, № 8. С. 724–727.

Курилин В.И. Ассоциации фораминифер и сравнительный анализ веневских и серпуховских отложений Припятской впадины и северной окраины Донбасса // Некоторые вопросы стратиграфии и палеонтологии палеозойских и мезозойских отложений Белоруссии. Мн., **1974**. С. 162–190.

Курочка В.П. Атлас микротекстур и структур пород девонского осадочного комплекса Припятского прогиба. Мн., **1968**.

Курочка В.П. О генезисе, закономерностях размещения и направлениях поисков давсонита в Припятской впадине // Полезные ископаемые Белоруссии. Мн., **1975**. С. 66–76.

Курочка В.П., Горький Ю.И., Невмержицкая З.М., Зингерман А.И., Деревянкина Л.Ф. Литологические критерии поисков углей и высокоглиноземная минерализация в неогеновых отложениях Припятской впадины // Проблемы поисков твердых полезных ископаемых в БССР. Мн., **1977**. С. 77–90.

Курочка В.П., Зыков И.А., Зингерман А.Я., Левый М.Г., Сильвестров Н.К. О направлении поисков давсонита на Заозерной площади Припятской впадины // Проблемы поисков полезных ископаемых в БССР. Мн., **1977**. С. 36–46.

Курочка В.П., Фролов Г.Н., Дмитриев Ф.Л. Жукова А.М. О находке давсонита в Белоруссии // Докл. АН БССР. **1972**. Т. XVI, № 6. С. 541–544.

Кусов Б.Р. Межсолевые отложения Припятского прогиба. Расчленение и корреляция // Вопросы регионального строения территории БССР. Мн., **1983**. С. 75–99.

Кусов Б.Р. Условия формирования межсолевых отложений центральной части Припятской впадины // Методика и результаты геолого-геофизических нефтепоисковых исследований в Припятском прогибе. Мн., **1984**. С. 180–198.

Кутолин В.А. Проблемы петрохимии и петрологии базальтов. Новосибирск, **1972**.

Лавров В.В. Отложения миоценового аральского горизонта и палеогеография великого озерного этапа на равнинах и межгорных впадинах Зауралья // Великий озерный этап в неогеновой истории Зауралья и его палеоландшафты. Л., **1979**. С. 5–33.

Лазько Е.М., Кирилюк В.П., Лашманов В.Н., Лысак А.М., Сиворонов А.А., Яценко Г.М. Эозойский комплекс СССР // Стратиграфия и седиментология. Геология докембрия: Докл. сов. геологов на XXV Междунар. геол. конгрессе. М., **1976**. С. 218–229.

Лапчик Ф.Е. О возрасте пермских отложений Днепровско-Донецкой впадины // Докл. АН СССР. **1954**. Т. 97. № 3. С. 507–510.

Лапчик Ф.Е. Пермские и триасовые отложения Днепровско-Донецкой впадины и северо-западных окраин Донбасса. Киев, **1958**.

Лапчик Ф.Е. Стратиграфия триасовых отложений платформенной части УССР и сопредельных областей // Тр. совещ. по стратиграфии триаса и юры УССР и БССР. Киев, **1972**. С.188–196.

Лашков В.М. Литостратиграфические комплексы нижнего ордовика Южной Прибалтики // Стратиграфия нижнего палеозоя Прибалтики и корреляция с другими регионами. Вильнюс, **1968**. С. 139–154.

Лашков В.М., Мяги С.О., Пашкевичюс И.Ю., Пушкин В.И. Стратиграфия аренигских и лланвирнских отложений (латорпско-ласнамягиский горизонты) Восточной Литвы и Северо-Западной Белоруссии // Изв. АН ЭССР. Геология. **1983**. Т. 32. № 4. С. 129–137.

Лашков В.М., Пашкевичюс И.Ю. Стратиграфические пробелы и седиментационные перерывы в разрезе ордовика западного края Восточно-Европейской платформы // Научн. тр. ВУЗов ЛитССР. Геология. **1989**. Т. 10. С. 12–36.

Лашков В.М., Пушкин В.И. Ордовикская система // Геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 1 000 000 (новая серия). Листы N–34, N–35. Объяснительная записка. Л., **1986**. С. 32–43.

Лебедев Т.С., Корчин В.А., Зильбергшмидт М.Т., Заворыкина Т.К. Упругая анизотропия при высоких РТ-параметрах // Геофиз. журнал. **1993**. Т. 15. С. 13–26.

Левков Э.А. Гляциотектоника. Мн., **1980**.

Левков Э.А., Зинова Р.А., Бурлак А.Ф. и др. Основные результаты исследований по проекту № 41 МПГК "Граница неогена и четвертичной системы в Белоруссии" // Граница между неогеновой и четвертичной системами в СССР. М., **1987**. С. 26–38.

Левков Э.А., Карабанов А.К. Неотектоническое районирование территории Белоруссии // Докл. АН БССР. **1987_1**. Т. XXXI. № 9. С. 821–824.

Левков Э.А., Карабанов А.К. Роль неотектоники и оледенения в формировании гидрографической сети Белоруссии // Геоморфология. **1987_2**. № 4. С. 67–73.

Левков Э.А., Карабанов А.К. Проявление гляциоизостатических движений в краевой зоне последнего оледенения на территории Белоруссии // Литология, геохимия и стратиграфия континентальных кайнозойских отложений. Мн., **1988**. С. 203–208.

Левков Э.А., Карабанов А.К. Реликтовый пинго на территории Белоруссии // Докл. АН БССР. **1990**. Т. 34, № 5. С. 463–465.

Левков Э.А., Карабанов А.К. Мосары — тектоноледниковые формы рельефа // Докл. АН Беларуси. **1992**$_1$. Т. 36, № 3–4. С. 234–236.

Левков Э.А., Карабанов А.К. Неотектонические закономерности формирования гидросети Беларуси // Гидрогеографическая сеть Беларуси и регулирование речного стока. Мн., **1992**$_2$. С. 55–63.

Левков Э.А., Карабанов А.К. О величине экзарационного среза в центре Скандинавского оледенения // Докл. АН Беларуси. **1994**$_1$. Т. 38, № 1. С. 95–97.

Левков Э.А., Карабанов А.К. О позднеплейстоценовой активизации разломов в Белорусском Поозерье // Докл. АН Беларуси. **1994**$_2$. Т. 38, № 5. С. 92–96.

Левков Э.А., Карабанов А.К. Неотектоника Беларуси // Літасфера. **1995**. № 1. С. 119–126.

Левков Э.А., Карабанов А.К. Неотектонические исследования и перспективы их развития на территории Беларуси // Геохимические и геологические исследования земной коры Беларуси. Мн., **1997**. С. 128–136.

Левков Э.А., Якубовская Т.В., Бурлак А.Ф., Карабанов А.К., Крутоус Э.А. Неогеновые буроугольные отложения и их флоры на северо-востоке Белоруссии // Флора и фауна кайнозоя Белоруссии. Мн., **1992**. С. 95–103.

Левых Н.Н. Коры выветривания волынского возраста, развитые на эффузивах трахидацитового состава // Докл. АН БССР. **1983**. Т. XXVII, № 9. С. 831–834.

Левых Н.Н. Предсреднедевонские коры выветривания, развитые на осадочных породах верхнего протерозоя Белоруссии и смежных районов // Мат. по геологии осадочной толщи Белоруссии. Мн., **1985**. С. 154–162.

Левых Н.Н. Генетические особенности каолинитов Белоруссии. Мн., **1988**$_1$.

Левых Н.Н. Критерии упорядоченности каолинита из кор выветривания Белоруссии // Докл. АН БССР. **1988**$_2$. Т. XXII, № 8. С. 737–740.

Левых Н.Н. Особенности каолинитизации основных породообразующих минералов в корах выветривания Белоруссии // Генезис и ресурсы каолинов и огнеупорных глин. М., **1990**. С. 169–174.

Левых Н.Н. Природа полигенетических преобразований гранитов кристаллического фундамента запада Белоруссии // Метаморфизм и метасоматоз в формировании пород и руд докембрия Белоруссии. Мн., **1991**. С. 77–85.

Левых Н.Н. Морфогенетический тип, мощность и сохранность кор выветривания запада Восточно-Европейской платформы // Докл. АН Беларуси. **1992**. Т. 36, № 11–12. С. 1002–1004.

Левых Н.Н. Коры выветривания запада Восточно-Европейской платформы. Мн., **1999**.

Левых Н.Н., Абраменко В.И. Докайнозойские коры выветривания, развитые на сланцах Житковичского выступа // Литология, геохимия и перспективы на полезные ископаемые глубинных зон Белоруссии. Мн., **1975**. С. 51–74.

Левых Н.Н., Абраменко В.И. Акцессорные минералы кор выветривания, развитых на породах кристаллического фундамента Белоруссии // Докл. АН БССР. **1977_1**. Т. XXI, № 12. С. 1122–1124.

Левых Н.Н., Абраменко В.И. Глинистые минералы из зоны перерыва в кровле наровских отложений на территории Белорусской антеклизы // Литология, геохимия, палеогеография верхнепротерозойских и кембрийских отложений Белоруссии. Мн., **1977_2**. С. 140–145.

Левых Н.Н., Абраменко В.И. Докайнозойские коры выветривания и продукты их переотложения юга Белоруссии // Континентальный и прибрежно-морской литогенез. Новосибирск, **1977_3**. С. 81–87.

Левых Н.Н., Абраменко В.И., Шкодина Л.П. Доволынские коры выветривания, развитые на диоритах (южная часть Белоруссии) // Докембрийские коры выветривания: Мат. Всесоюз. семинара. М., **1975_1**. С. 77–79.

Левых Н.Н., Абраменко В.И., Шкодина Л.П. Зональность в распределении минералов и геохимические особенности доволынских кор выветривания диоритов из южной части Белорусской антеклизы // Литология, геохимия и перспективы на полезные ископаемые глубинных зон Белоруссии. Мн., **1975_2**. С. 35–51.

Левых Н.Н., Махнач А.С. Дорифейские коры выветривания, развитые на кислых магматических породах Белоруссии // Докл. АН БССР. **1970**. Т. XIV, № 11. С. 1024–1027.

Левых Н.Н., Махнач А.С. Дорифейские коры выветривания, развитые на кислых метаморфических породах Белорусского массива // Докл. АН БССР. **1971_1**. Т. XV, № 3. С. 251–253.

Левых Н.Н., Махнач А.С. Дорифейские коры выветривания, развитые на основных магматических породах Белорусского массива // Докл. АН БССР. **1971_2**. Т. XV, № 4. С. 336–339.

Левых Н.Н., Махнач А.С. Предвендские и вендские коры выветривания, развитые на ультраосновных породах кристаллического фундамента Белорусского массива // Докл. АН БССР. **1972_1**. Т. XVI, № 1. С. 47–49.

Левых Н.Н., Махнач А.С. Предвендские и вендские коры выветривания, развитые на основных метаморфических породах кристаллического фундамента Белоруссии // Докл. АН БССР. **1972_2**. Т. XVI, № 2. С. 144–147.

Левых Н.Н., Махнач А.С. Латеритные коры выветривания Белорусского массива // Докл. АН БССР. **1983**. Т. XXVII, № 8. С. 731–734.

Левых Н.Н., Махнач А.С. Генезис вторичных изменений пород кристаллического фундамента в пределах Логойского метеоритного кратера // Докл. АН БССР. **1985**. Т. XXIX, № 4. С. 355–358.

Левых Н.Н., Махнач А.С. Гиббситоносные коры выветривания западной части Белоруссии // Коры выветривания. **1986**. Вып. 19. С. 136–144.

Левых Н.Н., Махнач А.С. Предмезозойская кора выветривания, развитая на щелочных базальтоидах юго-востока Белоруссии // Докл. АН БССР. **1987**. Т. XXXI, № 1. С. 70–72.

Левых Н.Н., Махнач А.С. Коры выветривания кристаллического фундамента Припятского прогиба и генетическая природа их вторичных преобразований // Докл. АН СССР. **1990**. Т. 311, № 3. С. 711–715.

Левых Н.Н., Махнач А.С. Эпохи корообразования в позднем протерозое-девоне запада Восточно-Европейской платформы // Докл. АН БССР. **1991_1**. Т. 35, № 7. С. 616–619.

Левых Н.Н., Махнач А.С. Эпохи корообразования в карбоне–мезо-кайнозое запада Восточно-Европейской платформы // Докл. АН БССР. **1991_2**. Т. 35, № 8. С. 708–711.

Левых Н.Н., Махнач А.С. Полигенетическая природа остаточных продуктов выветривания запада Восточно-Европейской платформы // Докл. АН Беларуси. **1992**. Т. 36, № 7–8. С. 622–624.

Левых Н.Н., Шпунтенко С.А. Глинистые минералы из отложений венда западной части Московской синеклизы // Литология, геохимия и фации верхнего протерозоя и палеозоя БССР. Мн., **1979**. С. 38–50.

Ледавіковыя валуны Беларусі: Эксперым. база вывучэння валуноў / С.Д. Астапава, У.Я. Бардон, М.А. Вальчык, В.Ф. Вінакураў, Р.Г. Гарэцкі, І.Ж. Грамыка, І.Л. Гумінскі, Л.У. Дучыц, М.Я. Зусь, П.Ф. Каліноўскі, А.К. Карабанаў, Э.А. Ляўкоў, А.В. Мацвееў, Я.П. Рунец, А.А. Трусаў. Мн., **1993**.

Лиепиньш П.П. К вопросу о палеогеографии и тектонике западной части Главного девонского поля // Изв. АН ЛатССР. **1950**. № 5. С. 91–99.

Линник Л.С. Брахиоподы верхнего девона Припятской впадины и их стратиграфическое значение: Автореф. дисс. ... канд. геол.-минер. наук. Мн., **1969**.

Липник Е.С. Микрофауна киевского яруса окрестностей г. Лоева // Геол. журнал. **1951**. Т. 2. Вып. I. С. 77–80.

Литвинюк Г.И. О неоплейстоценовых флорах Белоруссии // Палеокарпологические исследования кайнозоя. Мн., **1982**. С. 71–92.

Личков Б.Л. К геологической истории Полесья // Изв. АН СССР. Отд. физ.-мат. **1928**.

Личков Б.Л. О террасах Днепра и Припяти // Мат. по общей и прикладной геологии. Л., **1928**. Вып. 95.

Логінава Л.П. Характарыстыка мікулінскай дыятомавай флоры поўдня Беларусі. Мн., **1989**. С. 97–108.

Логинова Л.П. Диатомовая флора из разреза у г. Чекалина // Вопросы геологии, геохимии и геофизики земной коры Белоруссии. Мн., **1975**. С. 114–119.

Логинова Л.П. О диатомовой флоре верхнемиоценовых и нижнеплиоценовых отложений Белорусского Понеманья // Докл. АН БССР. **1978**. Т. XXII, № 7. С. 652–654.

Логинова Л.П. Палеогеография лихвинского межледниковья средней полосы Восточно-Европейской равнины. Мн., **1979**.

Логинова Л.П. К исследованию диатомовой флоры из древнеозерных отложений у д. Снов Несвижского района БССР // Проблемные вопросы геологии анторопогена и неогена Белоруссии. Мн., **1980**. С. 96–114.

Логойская астроблема / Л.И. Глазовская, Е.И. Громов, О.В. Парфенова, Г.И. Илькевич. М., **1981**.

Лукашев В.К. Геохимия гипергенных процессов на Микашевичско-Житковичском выступе // Вопросы геологии и геохимии земной коры Белоруссии. Мн., **1977**. С. 91–95.

Лукашев К.И., Добровольская И.А., Лукашев В.К., Левых Н.Н., Васильева Л.И., Никитина Р.А. Экспериментальное изучение изменения биотита в условиях, приближающихся к выветриванию // Докл. АН БССР. **1976**. Т. XX, № 5. С. 434–437.

Лукашев К.И., Кузнецов В.А. Геохимия // Академия наук Белорусской ССР. Мн., **1979**. С. 373–380.

Лукашоў К.І., Аўксенцьеў А.М., Фурсенка А.В., Махнач А.С. Геалагічныя даследаванні на тэрыторы Беларусі за 40 год (1917–1957) // Весці АН БССР. Сер. фіз.-тэхн. навук. **1957**. № 3. С. 74–81.

Лунгерсгаузен Ф.В. Папярэдняя справаздача аб маршрутных геалагічных даследаваннях у паўночнай Беларусі ў 1925 г. // Зап. аддз. прыроды БДУ. **1928**. Т. 1.

Лунгерсгаузен Ф.В. Уступ у геалогію Беларусі // Працы Горы-Горацкага навук. таварыства Бел. АН, аддзел прыроды і народн. гасп. Горы-Горкі, **1930**. Т. 7.

Лунева О.И. Докембрийские конгломераты Кольского полуострова. М., **1977**.

Лунько В.Ф., Дранник А.С., Ролик А.Г., Металиди С.В. Основные черты геологического строения и металогении северо-западной части Украинского щита // Вопросы петрологии и рудоносности кристаллического фундамента БССР и смежных районов. Мн., **1971**. С. 286–313.

Лупикина Е.Г., Хурсевич Г.К. Pseudoaulacoseira – новый род пресноводных диатомовых водорослей класса Centrophyceae // Бот. журнал. **1991**. Т. 76, № 2. С. 290–291.

Лупинович Ю.И., Кислик В.З., Зеленцов И.И., Вишневский В.Н. Происхождение гематитовых прослоев в надсолевых толщах калийных месторождений // Литология и полезные ископаемые. **1968**. № 6. С. 86–97.

Люткевич Е.М. К вопросу о развитии древнейших палеозойских отложений на Русской платформе // Изв. АН СССР. Сер. геол. **1952**. Т. 5. С. 32–35.

Люткевич Е.М. Пермские и триасовые отложения севера и северо-запада Русской платформы // Тр. ВНИГРИ. Л., **1955**. Вып. 86.

Люткевич Е.М. О нижней границе триаса на Русской платформе // Геол. сб. 7: Тр. ВНИГРИ. Л., **1962**. Вып. 190. С. 275–286.

Люткевич Е.М. Связь криптодиапировых соляных структур Припятской впадины с дизъюнктивными движениями кристаллического фундамента (к истории развития внутриплатформенных впадин) // Вопросы сравнительной тектоники древних платформ. М., **1964**. С. 49–57.

Люткевич Е.М. О происхождении солянокупольных струкур Припятской впадины // Условия образования и особенности нефтегазоносности солянокупольных структур: Мат. первого симпозиума по условиям образования и особенностям нефтегазоносности соляных структур (Львов, 1964 г.). Киев, **1966**. Т. I. С. 248–251.

Люткевич Е.М. О причинах соляной тектоники // Солянокупольные регионы СССР и их нефтегазоносность: Мат. второго симпозиума по соляной тектонике (Чернигов, 1966 г.). Киев, **1969**. Часть I. С. 29–38.

Люткевич Е.М. Московская синеклиза. Припятская впадина // Стратиграфия СССР. Триасовая система. М., **1973**. С. 35–54.

Люткевич Е.М., Лапкин И.О. О нижнетриасовых отложениях Русской платформы // Докл. АН СССР. **1953**. Т. 88, № 1. С. 125–128.

Лявіцкая Р.І., Пасюкевіч В.І. Аб мяжы маскоўскага (сожскага) ледавіка і яго краявых утварэннях // Новае ў геалогіі антрапагену Беларусі. Мн., **1979**. С. 102–105.

Ляхович В.В. Акцессорные минералы горных пород. М., **1979**.

Ляшенко А.И. Новые девонские брахиоподы центральных и западных районов Русской платформы // Фауна и стратиграфия палеозоя Русской платформы: Тр. ВНИГНИ. **1969**. Вып. 93. С. 9–27.

Ляшенко А.И., Ляшенко Г.К., Архангельская А.Д., Батрукова Л.С. Новые данные о стратиграфии девона центральных областей Русской платформы и Белоруссии // Фауна и стратиграфия палеозоя Русской платформы: Тр. ВНИГНИ. **1969**. Вып. 93. С. 3–8.

Магматические горные породы. Классификация. Номенклатура. Петрография. Ч. 1. М., **1983**.

Магматические горные породы. Классификация. Номенклатура. Петрография. Ч. 2. М., **1983**.

Магматические горные породы. Щелочные породы. М., **1984**.

Магматические горные породы. Т. 4. Кислые и средние породы. М., **1987**.

Магматические формации раннего докембрия территории СССР / Под ред. В.М. Шемякина, К.А. Шуркина. Кн. 1. М., **1980**.

Макаревич В.Н. К вопросу о формировании соляных структур Припятской впадины // О геологическом строении и перспективах нефтегазоносности Припятской впадины. М., **1964**. С. 14–18.

Макаревич В.Н. Особенности проявления соляной тектоники в Припятской впадине // Вопросы геологии территории БССР и некоторых смежных районов УССР. Мн., **1970**. С. 242–248.

Макаревич В.Н. Эпиплатформенная зона Днепровско-Припятского авлакогена // Докл. АН БССР. **1971**. Т. XV, № 2. С. 162–164.

Макаревич В.Н., Рынский М.А., Харчиков П.К., Герасимова Ж.А. О строении межсолевых отложений северо-восточной части Припятской впадины и их нефтегазоносности // Новые данные по геологии и нефтегазоносности Припятской впадины и смежных районов. М., **1968**. С. 70–77.

Малеев Е.Ф. Вулканиты: Справочник. М., **1980**.

Маляревич С.С. Геологические исследования в средней части правобережья р. Березины // Мат. по изучению геологии и полезных ископаемых БССР. **1933**. Т. 6. С. 85–125.

Малярэвіч С.С., Цапенка М.М. Некаторыя даныя аб выхадах парод верхнемелавога ўзросту паміж рр. Дняпром і Бярэзінай ад шыраты г. Магілёва да шыраты г. Бабруйска // Мат. па вывучэнню геалогіі і карысных выкапняў БССР. Мн., **1934**. Т. VIII.

Мандер Е.П. Антропогеновые отложения и развитие рельефа Белоруссии. Мн., **1973**.

Маныкин С.С. Спорово-пыльцевые комплексы и некоторые вопросы стратиграфии третичных отложений БССР // Уч. зап. БГУ. Сер. геол. **1956**. Вып. XXVIII. С. 86–102.

Маныкин С.С. Стратиграфия третичных отложений Белоруссии. Мн., **1959**.

Манuкін С.С. До питання про вік утворень полтавської світи Білорусії // Геол. журнал АН УССР. **1960**. Т. 20. Вып. 2. С. 69–75.

Маныкин С.С. Стратиграфия палеогеновых и неогеновых отложений запада Белоруссии по данным палинологии // Мезозой и кайнозой Южной Прибалтики и Белоруссии. Вильнюс, **1960**. Т. 12. С. 47–56.

Маныкін С.С. Прыбрэжныя фацыі кіеўскай світы Беларусі // Весці АН БССР. Сер. фіз.-тэхн. навук. **1963**. № 2. С. 53–63.

Маныкин С.С. Пыльца верхнеолигоценовых и неогеновых отложений Белоруссии и ее стратиграфическое значение // Палеонтология и стратиграфия БССР. Мн., **1966**. Сб. 5. С. 144–297.

Маныкин С.С. Палеоценовые отложения Белоруссии // Палинологические исследования в Белоруссии и других районах СССР. Мн., **1971**. С. 85–96.

Маныкин С.С. Палеоген Белоруссии. Мн., **1973**.

Маныкин С.С., Плаксицкий Г.Ф. О возможностях расчленения отложений палеогена Белоруссии по каротажу // Докл. АН БССР. **1970**. Т. XIV, № 8. С. 742–745.

Маракушев А.А. Петрология метаморфических горных пород. М., **1973**.

Маринич А.М. Геоморфология Южного Полесья. Киев, **1963**.

Маркович Е.М. О среднеюрской флоре юга Белоруссии // Докл. АН СССР. **1971**. Т. 200, № 2. С. 419–421.

Маркович Е.М., Просвирякова З.П. О роли палеоботанического анализа при изучении тектонически нарушенных площадей (на примере Червоноозерской площади Припятской впадины) // Сов. геология. **1972**. № 2. С. 127–130.

Марковский Б.П. Унифицированная схема стратиграфии девонских отложений Русской платформы и западного склона Урала // Девон Русской платформы. М., Л., **1953**. С. 5–15.

Мастюлин Л.А., Астапенко В.Н., Кузнецов Ю.Н. Полоцкая аномалия электропроводности земной коры: вариант геологической интерпретации // Докл. АН БССР. **1991**. Т. 35, № 9. С. 846–849.

Матвеев А.В. Особенности литолого-минералогического состава разновозрастных морен в бассейне Березины (Днепровской) и их значение для стратиграфии: Автореф. дисс. ... канд. геол.-минер. наук. Мн., **1966**.

Матвеев А.В. Ледниковая формация антропогена Белоруссии. Мн., **1976**.

Матвеев А.В. История формирования рельефа Белоруссии. Мн., **1990**.

Матвеев А.В. Влияние эрозионных процессов на миграцию радионуклидов // Докл. АН Беларуси. **1994**. Т. 38, № 1. С. 98–101.

Матвеев А.В., Гурский Б.Н., Левицкая Р.И. Рельеф Белоруссии. Мн., **1988**.

Матвеев А.В., Дроздовский Г.А. Новые данные по строению и генезису Браславской возвышенности // Докл. АН БССР. **1989**. Т. 33, № 12. С. 1109–1112.

Матвеев А.К. Угольные месторождения зарубежных стран. М., **1966**.

Материалы по стратиграфии Белоруссии (к Межвед. стратиграфическому совещанию. Минск, октябрь 1981 г.). Мн., **1981**.

Махлин Е.М. Докембрийские граниты из района Минска // Изв. АН БССР. **1952_1**. № 2. С. 163–180.

Махлин Е.М. Докембрий южной части Белорусской ССР // Докл. АН СССР.**1952_2**. Т. 84, № 3. С. 571–573.

Махнач А.А. О природе катагенической доломитизации межсолевых девонских отложений севера Припятской впадины // Докл. АН БССР. **1977_1**. Т. XXI, № 5. С. 446–449.

Махнач А.А. Постседиментационные изменения межсолевых отложений юга Припятской впадины // Литология, геохимия, палеогеография верхнепротерозойских и палеозойских отложений Белоруссии. Мн., **1977_2**. С. 97–118.

Махнач А.А. Карбонатные конкреции межсолевых отложений Припятской впадины // Литология, геохимия и фации верхнего протерозоя и палеозоя БССР. Мн., **1979**. С. 97–109.

Махнач А.А. Постседиментационные изменения межсолевых девонских отложений Припятского прогиба. Мн., **1980**.

Махнач А.А. Катагенез и подземные воды. Мн., **1989**.

Махнач А.А., Гулис Л.Ф. Желваковые кремни в карбонатных отложениях девона и мела Беларуси. Сообщение 1. Петрография и минералогия // Литология и полезные ископаемые. **1993**$_1$. № 1. С. 49–63.

Махнач А.А., Гулис Л.Ф. Желваковые кремни в карбонатных отложениях девона и мела Беларуси. Сообщение 2. Геохимия // Литология и полезные ископаемые. **1993**$_2$. № 2. С. 78–87.

Махнач А.А., Гулис Л.Ф. Желваковые кремни в карбонатных отложениях девона и мела Беларуси. Сообщение 3. Генезис // Литология и полезные ископаемые. **1993**$_3$. № 6. С. 55–68.

Махнач А.А., Гулис Л.Ф. Модель образования и изменения желваковых кремней Беларуси // Докл. АН Беларуси. **1993**$_4$. Т. 37, № 2. С. 188–192.

Махнач А.А., Михайлов Н.Д., Колосов И.Л., Шиманович В.М. Изотопы углерода и кислорода в девонских карбонатных образованиях Беларуси. Мн., **1994**.

Махнач А.А., Ропот В.Ф., Лашков Е.М., Пушкин В.И. Галокатагенез ордовикских отложений Восточной Прибалтики и Северо-Западной Белоруссии // Литология и полезные ископаемые. **1984**. № 4. С. 96–106.

Махнач А.А., Стрельцова Г.Д., Колосов И.Л. Об изотопном составе сульфидной серы в угленосных отложениях Беларуси // Докл. АН Беларуси. **1996**. Т. 40, № 4. С. 113–118.

Махнач А.А., Шиманович В.М., Лебедева Л.Д., Ясовеев М.Г., Кудельский А.В. Йодо-бромные рассолы Припятского прогиба // Докл. АН БССР. **1981**. Т. XXV, № 7. С. 630–632.

Махнач А.С. Основные литологические комплексы палеозойских отложений юго-западной части БССР // Изв. АН БССР. **1951**. № 6. С. 111–119.

Махнач А.С. К литологической характеристике палеозойских отложений района Минска // Изв. АН БССР. **1954**$_1$. № 2. С. 115–126.

Махнач А.С. К литологической характеристике палеозойских отложений района Пинска // Изв. АН БССР. **1954**$_2$. № 3. С. 131–139.

Махнач А.С. О кембро-силурийских отложениях у д. Рованичи Минской области БССР // Докл. АН СССР. **1955**. Т. 101, № 4. С. 735–737.

Махнач А.С. Основные данные по стратиграфии и литологии палеозойских отложений юго-западной части БССР // Учен. зап. БГУ. Сер. геол. **1956**$_1$. Вып. 28. С. 3–48.

Махнач А.С. Стратиграфическая схема древнего палеозоя Белоруссии // Докл. АН СССР. **1956**$_2$. Т. 110, № 5. С. 831–834.

Махнач А.С. Древнепалеозойские отложения Белоруссии // Бюлл. МОИП. Отд. геологии. **1957**. № 1. С. 125–126.

Махнач А.С. Древнепалеозойские отложения Белоруссии. Мн., **1958**.

Махнач А.С. Эокембрийские отложения района г. Могилева // Докл. АН БССР. **1963**$_1$. Т. VII, № 1. С. 33–36.

Махнач А.С. Эокембрийские отложения района Барановичей, Клецка, Ганцевичей и условия их залегания // Докл. АН БССР. **1963**$_2$. Т. VII, № 2. С. 106–110.

Махнач А.С. Эффузивные породы среднего состава вендского комплекса Брестской впадины // Докл. АН БССР. **1968**. Т. XII. № 2. С. 148–151.

Махнач А.С. О задонских отложениях верхнего девона южной части Припятского прогиба // Докл. АН БССР. **1991**. Т. 35. № 9. С. 815–818.

Махнач А.С., Бессонова В.Я., Веретенников Н.В. Новая стратиграфическая схема верхнего докембрия Белоруссии // Докл. АН БССР. **1970**. Т. XIV, № 2. С. 150–153.

Махнач А.С., Бордон В.Е., Урьев И.И. Геохимия микроэлементов группы железа в живетских и франских отложениях Белоруссии. Мн., **1974**.

Махнач А.С., Веретенников Н.В. Вулканогенная формация верхнего протерозоя (венда) Белоруссии. Мн., **1970**.

Махнач А.С., Веретенников Н.В., Шкуратов В.И. Стратиграфическая схема верхнего протерозоя Белоруссии // Докл. АН БССР. **1974**. Т. XVIII. № 5. С. 453–456.

Махнач А.С., Веретенников Н.В., Шкуратов В.И. Стратиграфия верхнепротерозойских отложений Белоруссии // Изв. АН СССР. Сер. геол. **1975**. № 3. С. 90–102.

Махнач А.С., Веретенников Н.В., Шкуратов В.И. Типовой разрез верхнего протерозоя юга Беларуси // Докл. АН Беларуси. **1995**. Т. 39, № 4. С. 89–94.

Махнач А.С., Веретенников Н.В., Шкуратов В.И., Гулис Л.Ф. Стратиграфическая схема рифея Белоруссии // Мат. по стратиграфии Белоруссии. Мн., **1981**. С. 13–22.

Махнач А.С., Доминиковский Г.Г., Пасюкевич В.И. Кварцевые порфиры кристаллического фундамента Белоруссии // Докл. АН БССР. **1975**. Т. XIX, № 9. С. 826–828.

Махнач А.С., Корзун В.П. Вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы нижней части фаменского яруса верхнего девона Припятского прогиба // Докл. АН БССР. **1965**. Т. IX, № 1. С. 37–41.

Махнач А.С., Корзун В.П., Кручек С.А., Урьев И.И. Сравнительная характеристика девонских отложений Припятского прогиба и Днепровско-Донецкой впадины // Мат. по геологии осадочной толщи Белоруссии. Мн., **1985**. С. 5–48.

Махнач А.С., Корзун В.П., Курочка В.П., Лапуть В.А., Урьев И.И., Шевченко Т.А. Литология и геохимия девонских отложений Припятского прогиба в связи с их нефтеносностью. Мн., **1966**.

Махнач А.С., Корзун В.П., Курочка В.П., Седун Э.В., Урьев И.И., Шевченко Т.А. Расчленение и литологическая характеристика девонских отложений Речицкой площади // Новые данные по геологии и нефтегазоносности Припятской впадины и смежных районов. М., **1968**. С. 3–69.

Махнач А.С., Корзун В.П., Урьев И.И., Курочка В.П., Шевченко Т.А. Литология межсолевых отложений Припятского прогиба // Геохимия, петрография, минералогия осадочных образований. М., **1963**. С. 173–207.

Махнач А.С., Курочка В.П., Пап А.М., Молявко Л.М. Коры выветривания кристаллического фундамента района Гродно // Докл. АН БССР. **1960**. Т. IV, № 7. С. 303–310.

Махнач А.С., Курочка В.П., Пасюкевич В.И., Семенюк А.Д., Ковалев П.А., Левых Н.Н. Древние коры выветривания, развитые на кристаллическом фундаменте западной Белоруссии // Литология, геохимия и полезные ископаемые Белоруссии и Прибалтики. Мн., **1970**. С. 32–78.

Махнач А.С., Левых Н.Н. Литология и геохимия кор выветривания, развитых на кристаллическом фундаменте Белоруссии. Мн., **1973**$_1$.

Махнач А.С., Левых Н.Н. О дорифейской эпохе корообразования на территории Белоруссии // Литология и осадочная геология докембрия: Тр. X Всесоюз. литолог. совещания. М., **1973**$_2$. С. 41–44.

Махнач А.С., Левых Н.Н. Генетические и геохимические особенности продуктов выветривания пород кристаллического фундамента Белоруссии // Докл. АН СССР. **1977**. Т. 236, № 5. С. 1184–1187.

Махнач А.С., Левых Н.Н. Древние коры выветривания Белоруссии // Мат. XXVII Междунар. геолог. конгресса. Ч. II. М., **1984**. С. 127.

Махнач А.С., Левых Н.Н. Предвалдайская кора выветривания, развитая на гидротермально измененных базальтах Брестской впадины // Мат. по геологии осадочной толщи Белоруссии. Мн., **1985**. С. 162–174.

Махнач А.С., Левых Н.Н. Древние коры выветривания Белоруссии // Проблемы изучения земной коры Белоруссии и сопредельных территорий // Докл. белорусских геологов на XXVII сессии Междунар. геолог. конгресса. Мн., **1986**. С. 43–49.

Махнач А.С. Левых Н.Н. Высокоглинистые коры выветривания песчаников венда запада Белоруссии // Состав и свойства глинистых минералов и пород. Тез. докл. XIV Всесоюзн. совещ. "Глинистые минералы и породы, их использование в народном хозяйстве". Новосибирск, **1988**. С. 39–40.

Махнач А.С., Левых Н.Н., Абраменко В.И. Нижнекембрийские коры выветривания, развитые на осадочных породах Белоруссии и Восточной Латвии // Поведение рудогенных элементов в опорных профилях выветривания. Новосибирск, **1982**. С. 129–134.

Махнач А.С., Левых Н.Н., Шпунтенко С.А., Самодуров В.П. Структурно-морфологические и генетические особенности каолинитов из кор выветривания Белоруссии // Мат. XI Всесоюз. совещания по изучению и использованию глин и глинистых минералов. М., **1976**. С. 206–207.

Махнач А.С., Москвич В.А., Кручек С.А., Урьев И.И. Органогенные постройки девона Белоруссии. Мн., **1984**.

Махнач А.С., Невмержицкая З.М. О кварцевых порфирах, вскрытых в районе Глуска Минской области БССР // Уч. зап. БГУ. Сер. геол. **1958**. Вып. 43. С. 81–88.

Махнач А.С., Ольховик Е.Т., Бордон В.Е. Геохимия венда Белоруссии. Мн., **1982**.

Махнач А.С., Пасюкевич В.И., Семенюк А.Д. Наровский горизонт среднего девона района г. Полоцка // Изв. АН БССР. Сер. физ.-техн. наук. **1964**. № 1. С. 74–82.

Махнач А.С., Пистрак Р.М., Стефаненко А.Я., Тихомиров С.В. К стратиграфии подсолевых девонских отложений Припятского прогиба // Изв. АН СССР. Сер. геол. **1955**. № 3. С. 122–124.

Махнач А.С., Самодуров В.П., Левых Н.Н. Структурные особенности глинистых минералов в измененных ультраосновных породах юга Белоруссии // Докл. АН БССР. **1975**. Т. XIX, № 10. С. 929–932.

Махнач А.С., Стефаненко А.Я., Цапенко М.М., Козлов М.Ф. Краткий очерк геологии Белоруссии. Мн., **1957**.

Махнач А.С., Урьев И.И., Обморышев К.М., Анпилогов А.П. Литология и нефтеносность семилукских отложений Припятского прогиба. Мн., **1971**.

Махнач А.С., Шевченко Т.А., Курочка В.П. Типы разрезов и важнейшие литологические особенности подсолевого девонского комплекса Припятской впадины // Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности БССР. М., **1966**. С. 79–99.

Махнач А.С., Шкуратов В.И., Веретенников Н.В. Верхний протерозой Припятской впадины. Мн., **1980**.

Махнач А.С., Шкуратов В.И., Зиновенко Г.В., Пискун Л.В. Кембрий Белоруссии. Мн., **1985**.

Махнач Н.А. Распределение микроэлементов в пелитовой фракции покровных отложений на склонах Беларуси // Докл. АН Беларуси. **1992**. Т. 36, № 2. С. 165–169.

Махнач Н.А. Распределение минералов мелкопесчаной фракции в склоновых почвах Беларуси // Почвоведение. **1993**. № 8. С. 81–86.

Махнач Н.А. Делювиальные и солифлюкционные отложения Беларуси. Мн., **1994**.

Махнач Н.А. Хроногенные различия кор выветривания на моренных отложениях // Докл. АН Беларуси. **1995**. Т. 39, № 5. С. 93–96.

Махнач Н.А., Шиманович С.Л. Постседиментационные изменения минерального состава покровных флювиогляциальных отложений // Докл. АН Беларуси. **1994**. Т. 38, № 2. С. 103–106.

Махнач Нина А. Стратиграфическое значение растительности раннего и начала среднего антропогена Белоруссии // Мат. по антропогену Белоруссии. Мн., **1961**. С. 116–158.

Махнач Нина А. Этапы развития растительности Белоруссии в антропогене. Мн., **1971**.

Махнач Нина А. Палинологическая характеристика древнейших антропогеновых отложений Белоруссии // Пограничные горизонты между антропогеном и неогеном. Мн., **1977**. С. 215–234.

Махнач Нина А., Рылова Т.Б. Расчленение плиоценовых отложений в стратиграфическом разрезе у д. Лозы Новогрудского района Гродненской области (по данным спорово-пыльцевого анализа) // О границе между неогеном и антропогеном. Мн., **1977**. С. 136–196.

Махнач Нина А., Рылова Т.Б. Стратиграфическое расчленение древнеозерных плейстоценовых отложений Речицкого Приднепровья // Плейстоцен Речицкого Приднепровья Белоруссии. Мн., **1986**. С. 56–75.

Махнач Нина А., Хурсевич Г.К., Логинова Л.П., Богомолова Л.Н. Новые палеоботанические исследования древнеозерных плейстоценовых отложений разреза Красная Дуброва // Неогеновые отложения Белоруссии. Мн., **1982**. С. 37–53.

Махнач Нина А., Якушко О.Ф., Калечиц В.А. Палинологическая оценка озерных отложений севера Белоруссии в поздне- и послеледниковое время // Палинологические исследования в Белоруссии и других районах СССР. Мн., **1971**. С. 113–121.

Международная тектоническая карта Европы. Масштаб 1 : 2 500 000. М., **1964**.

Международная тектоническая карта Европы. Масштаб 1 : 5 000 000 / Гл. ред. В.Е. Хаин, Ю.Г. Леонов. М., **1998**.

Менерт К. Мигматиты и происхождение гранитов. М., **1971**.

Микляев А.М., Долуханов П.М., Гуман М.А. Усвяты IV, Наумово — озерные поселения эпох неолита и бронзы в верховьях Западной Двины // Археология и палеогеография мезолита и неолита Русской равнины. М., **1984**. С. 67–81.

97. Зак. 5046.

Милашев В.А., Табунов С.М. Кимберлитовые провинции мира // Сов. геология. **1973**. № 1. С. 48–65.

Милашевич К.О. Отчет о геологических исследованиях в Могилевской губ. // Изв. Импер. об-ва любителей естествознания, антропологии и этнографии. **1886**. Т. III. Вып. 7–8.

Мирчинк Г.Ф. О количестве оледенений Русской равнины // Природа. **1928**.

Мирчинк Г.Ф. Межледниковые отложения Европейской части СССР и их значение в четвертичной истории // Геол. вестн. **1930**. Т. 7, № 1–3. С. 54–63.

Мирчинк Г.Ф. Геологическое строение местности по линии Орша–Витебск–Новобелица–Прилуки и Локоть–Шостка // Тр. Всесоюз. геол.-развед. объедин. НКТП СССР. **1933**. Вып. 309.

Мирчинк Г.Ф. Общая геологическая карта Европейской части СССР, лист N–29, северо-восточная четверть // Тр. Всесоюзн. геол.-развед. объедин. НКТП СССП. **1933**. Вып. 310.

Мирчинк Г.Ф. Миндель-рисские межледниковые отложения Русской платформы // Тр. Ин-та геол. наук АН СССР. Геол. сер. № 20. **1940**. Вып. 33.

Мирчинк Г.Ф., Микулина Т.М. Предварительный отчет о геологических исследованиях правобережья р. Березины в пределах северо-западной четверти 29 листа // Изв. геол. ком. **1929**. Т. 48, № 10. С. 1–12.

Миссуна А.Б. К геологии Гродненской и Минской губерний (предварительный отчет по исследованию, проведенному летом 1903 года) // Мат. по геологии России. **1904**. Т. 21. С. 385–402.

Миссуна А.Б. Материалы к изучению ледниковых отложений Белоруссии и Литовского края; Материалы к познанию геологического строения Новогрудского уезда Минской губернии // Зап. Импер. минер. об-ва. СПб., **1914**. Ч. 1. С. 163–248.

Миссуна А.Б. Краткий очерк геологического строения Новогрудского уезда Минской губернии // Зап. Импер. минер. об-ва. СПб., **1915**. Вып. 1. С. 12–55.

Митянина И.В. О фораминиферах юрских отложений юго-востока Белоруссии и их стратиграфическом значении // Палеонтология и стратиграфия БССР. Мн., **1955**. Сб. 1. С. 108–173.

Митянина И.В. О фораминиферах юрских отложений юго-запада Белоруссии // Стратиграфия и палеонтология БССР. Мн., **1957**. Сб. 2. С. 210–235.

Митянина И.В. Юрские отложения запада Белоруссии // Научн. сообщ. АН ЛитССР. Ин-т геол. и географ. Вильнюс, **1960**. Т. 12. С. 32–36.

Митянина И.В. Фораминиферы верхнего оксфорда Белоруссии // Палеонтология и стратиграфия БССР. Мн., **1963**. Сб. 4. С. 50–65.

Митянина И.В. Фораминиферы нижнеоксфордского подъяруса территории Белоруссии // Фауна и стратиграфия палеозоя и мезозоя Прибалтики и Белоруссии. Вильнюс, **1975**. С. 105–165.

Митянина И.В. К вопросу о выделении нижнеюрских отложений на территории Белоруссии // Геология и география. **1979**. Вып. 1. С. 26–32.

Митянина И.В. Аммонитовые зоны юры Белоруссии // Сов. геология. **1982**. № 2. С. 68–72.

Михайлов Н.Д. Рудные минеральные ассоциации девонских отложений Белоруссии. Мн., **1991**.

Михненок М.И., Данкевич И.В. Тектоническое строение Белорусского массива // Математические методы решения геолого-геофизических задач Белоруссии. Мн., **1974**. С. 202–214.

Михненок М.И., Данкевич И.В., Криводубский Р.И., Бордон И.П. Новые данные о тектонике кристаллического фундамента Белорусского массива // Моделирование процессов анализа геолого-геофизической информации на ЭВМ. Мн., **1973**. С. 170–176.

Мишина Е.М. Детальная стратиграфия отложений ветлужской серии нижнего триаса по остракодам // Изв. АН СССР. Сер. геол. **1965**. № 12. С. 95–112.

Модзалевская Т.Л., Пашкевичюс И.Ю., Пушкин В.И. Корреляция граптолитовых и брахиоподовых зон силура белорусской части Подлясско-Брестской впадины // Граптолиты в истории Земли: Тез. докл. V симпозиума по изучению граптолитов в СССР. Вильнюс, **1988**. С. 21–26.

Моисеева А.И. Диатомовые водоросли в стратиграфии континентального неогена // Диатомовые водоросли — индикаторы изменений окружающей среды и климата. Иркутск, **1993**. С. 32–33.

Моисеева Т.И. О расчленении верхнего силура Брестской впадины // Докл. АН БССР. **1973**. Т. XVII, № 6. С. 545–548.

Моисеева Т.И. Стратиграфия и остракоды силура Брестской впадины: Автореф. дисс. ... канд. геол.-минер. наук. Вильнюс, **1974**.

Моисеева Т.И. Стратиграфия силурийских отложений Брестской впадины // Новые данные по стратиграфии осадочной толщи Белоруссии. Мн., **1975**. С. 6–26.

Моисеева Т.И. Об отложениях келловейского яруса юго-запада Белоруссии // Новое в стратиграфии, тектонике и четвертичной геологии Белоруссии. Мн., **1979**. С. 71–74.

Моисеева Т.И. Фации и ориктоценозы фораминифер в келловее на юго-востоке Белоруссии // Геологическое строение и развитие территории БССР. Мн., **1985**. С. 132–141.

Моисеева Т.И., Кручек С.А. Предварительные данные о возрасте пород верхнего силура Брестской впадины (по микрофауне) // Мат. III научн. конф. молодых геологов Белоруссии. Мн., **1969**. С. 5–6.

Моисеева Т.И., Монкевич К.Н. Литостратиграфическое расчленение терригенных отложений юры запада Припятско-Днепровской синеклизы // Докл. АН БССР. **1984**. Т. XXVIII, № 3. С. 253–256.

Монин А.С. Ранняя геологическая история Земли. М., **1987**.

Монкевич К.Н. Литолого-геофизическая характеристика пермских и триасовых отложений Припятского прогиба // Проблемы геохимического и геофизического изучения земной коры. Мн., **1974**. С. 207–212.

Монкевич К.Н. Разрывные нарушения в пермских и триасовых отложениях Припятского прогиба // Разломы Белоруссии и Прибалтики. Мн., **1974**. С. 93–96.

Монкевич К.Н. Пермские и триасовые отложения Припятского прогиба. Мн., **1976**.

Монкевич К.Н., Бурлак А.Ф. Литолого-биостратиграфическая характеристика морских палеогеновых отложений юго-востока Белоруссии // Докл. АН БССР. **1988**. Т. XXXII, № 8. С. 733–736.

Москвич В.А. Литофации и нефтеносность задонско-елецких отложений верхнего девона Припятской впадины: Автореф. дисс. ... канд. геол.-минер. наук. М., **1978**.

Москвич В.А. Тектонические закономерности образования карбонатных формаций древних платформ. Мн., **1990**.

Москвич В.А., Конищев В.С. Органогенные постройки и ангидритовые банки верхнефаменской соленосной формации Припятского прогиба // Литолого-фациальные особенности осадконакопления в эвапоритовых бассейнах. Новосибирск, **1983**. С. 70–72.

Москвич В.А., Кручек С.А. О рифогенных формациях платформенного чехла Белоруссии // Тектонические исследования запада Восточно-Европейской платформы. Мн., **1984**. С. 94–101.

Мотуза Г.Б., Гайлюс Р.П. О предполагаемых астроблемах Литвы // Локальные структуры Белоруссии и Прибалтики: Тез. VII совещ. комис. по тектонике Белоруссии и Прибалтики. Вильнюс, **1978**. С. 91–94.

Мотузко А.Н. Грызуны антропогена Белоруссии и сопредельных территорий // Проблемы плейстоцена. Мн., **1985**. С. 173–188.

Мотузко А.Н., Калиновский П.Ф. Новые находки антропогеновых грызунов в Белоруссии // Докл. АН БССР. **1976**. Т. XX, № 10. С. 928–930.

Муллаева Н.А. О развитии северо-восточной части Северо-Припятского краевого разлома в мезо-кайнозое // Докл. АН БССР. **1991**. Т. 35, № 3. С. 274–277.

Мурашко Л.И. История изучения олигоцена Белоруссии // История геологического изучения территории Белоруссии. Мн., **1988**. С. 97–101.

Мурашко Л.И. Олигоцен Беларуси (строение, вещественный состав и условия формирования отложений): Автореф. дисс. ... канд. геол.-минер. наук. Мн., **1993**.

Мурашко Л.И. Изотопный возраст глауконитово-кварцевых пород палеогена Беларуси // Літасфера. **1994**. № 1. С. 182–184.

Мурашко Л.И., Рылова Т.Б., Якубовская Т.В. Поздний олигоцен Беларуси // Стратиграфия. Геологическая корреляция. М., **1998**. Т. 6, № 4. С. 67–80.

Мурчисон Р., Вернейль Э., Кейзерлинг А. Геологическое описание Европейской России и хребта Уральского. Ч. 1. СПб., **1849**.

Мустейкис П.К. Опыт выделения брахиоподовых сообществ силура Литвы // Научн. тр. ВУЗов ЛитССР. Геология. **1989**. № 10. С. 52–71.

Мустейкис П.К. Результаты количественной стратиграфической корреляции силура Литвы: Брахиоподы // Результаты и перспективы в количественной стратиграфии. Таллинн, **1989**. С. 155–167.

Мустейкис П.К. Развитие сообществ брахиопод в силуре Литвы // Важнейшие биотические события в истории Земли // Тр. XXXII сессии Всесоюз. палеонтолог. об-ва. Таллинн, **1991**. С. 96–104.

Мянниль Р.М. История развития Балтийского бассейна в ордовике. Таллинн, **1966**.

Мянниль Р.М., Пылма Л.Я., Хинтс Л.М. Стратиграфия вырусских и харьюских отложений (ордовик) Средней Прибалтики // Стратиграфия нижнего палеозоя Прибалтики и корреляция с другими регионами. Вильнюс, **1968**. С. 81–111.

Нагорный М.А. Тектоника Волыно-Среднерусской системы прогибов. Мн., **1990**.

Назаренко А.М., Чибрикова Е.В., Авхимович В.И., Некрята Н.С., Обуховская Т.Г., Кононенко Л.П., Манцурова В.Н. Палинологическое обоснование границы франского и фаменского ярусов на территории Восточно-Европейской платформы // Палеонтологический метод в геологии. М., **1993**. С. 11–23..

Назаров В.И. Проблемы био- и климатостратиграфической корреляции отложений плейстоцена Беларуси и других регионов Европы // Літасфера. **1995**. № 3. С. 10–29.

Найденков И.В. Роговые обманки как показатель генезиса пород докембрия Беларуси // Докл. АН Беларуси. **1994**. Т. 38, № 5. С. 105–109.

Найденков И.В. Амфиболы из магматических пород кристаллического фундамента Беларуси // Літасфера. **1995**. № 3. С. 70–81.

Найденков И.В. Возможные генетические типы тантал-ниобиевого оруденения в кристаллическом фундаменте Беларуси // Вещественный состав и рудоносность кристаллического фундамента Беларуси. Мн., **1997**. С. 54–66.

Найденков И.В. Смолевичско-Дрогичинская зона — структура шовного типа в кристаллическом фундаменте Беларуси // Літасфера. **1998**. № 8. С. 83–91.

Найденков И.В., Архипова А.А., Деревянкин Ю.А. Тектоническая история кристаллического фундамента Беларуси по данным геохронометрических исследований // Літасфера. **1994**. № 1. С. 94–106.

Найденков И.В., Северин В.В. Эклогитоподобные породы в гранулитовом комплексе Белорусского массива // Проблемы минерагении платформенного чехла и кристаллического фундамента территории Белоруссии и смежных регионов. Мн., **1986**. С. 21–47.

Наливкин Д.В. О возрасте девона Центральной России // Тр. Петроград. об-ва естествоиспытателей природы. **1922**. Т. 53. Вып. 1. С. 157–161.

Наливкин Д.В. Группа *Spirifer anossofi Vern* и девон Европейской части СССР // Зап. Российского минер. об-ва. Сер. II. **1925**. Т. 54. Вып. 2. С. 267–358.

Наливкин Д.В. Семилукские и воронежские слои // Изв. Главного геологоразведочного управления. **1930**. Т. 49. № 1. С. 53–93.

Наливкина Э.Б. Офиолитовые ассоциации раннего докембрия. М., **1977**.

Нарожных Л.И. Стратиграфическое значение микрофитолитов верхнего докембрия запада Русской платформы и юго-востока Сибирской платформы: Автореф. дисс. ... канд. геол.-минер. наук. М., **1973**.

Невмержицкая З.М. Литолого-минералогическая характеристика пермо-триасовых отложений района Гиневичев Груд // Тр. ИГН АН БССР. **1958**. Вып. 1. С. 119–130.

Невмержицкая З.М. Минералого-петрографическая характеристика нижнепермских отложений Припятского прогиба // Тр. ИГН АН БССР. **1961**. Вып. 3. С. 58–65.

Невмержицкая З.М. К вопросу о возрасте коренёвской свиты в Припятском прогибе // Докл. АН БССР. **1962_1**. Т. VI, № 2. С. 113–116.

Невмержицкая З.М. К литологии наровлянской свиты нижнего триаса Припятского прогиба // Мат. конференции молодых ученых АН БССР. Мн., **1962_2**. С. 189–193.

Невмержицкая З.М. Литология пермских и триасовых отложений Припятского прогиба: Автореф. дисс. ... канд. геол.-минер. наук. Мн., **1963_1**.

98. Зак. 5046.

Невмержицкая З.М. Минералого-петрографическая характеристика коренёвской свиты в пределах Припятского прогиба // Тр. ИГН АН БССР. **1963**$_2$. С. 62–70.

Невмержицкая З.М. Некоторые вопросы литологии и стратиграфии пермских и триасовых отложений Припятского прогиба // Тр. совещания по стратиграфии триаса и юры УССР и БССР. Киев, **1972**. С. 179–187.

Негру А.Г. Раннесарматская флора северо-востока Молдавии. Кишинев, **1972**.

Негруца В.З., Негруца Т.Ф. Литология и условия образования протерозойских конгломератов Карелии в связи с их золотоносностью // Литология и полезные ископаемые. **1965**. № 6. С. 3–19.

Нейштадт М.И. О нижней границе голоцена // Палинология голоцена. М., **1971**. С. 7–13.

Некрята Н.С. Спорово-пыльцевые комплексы нижнефаменских (межсолевых) отложений Припятской впадины и их стратиграфическое значение: Автореф. дисс. ... канд. геол.-минер. наук. Вильнюс, **1973**.

Некрята Н.С. Спорово-пыльцевые комплексы из нижнефаменской (межсолевой) толщи Припятской впадины и их стратиграфическое значение // Споры палеозоя Белоруссии. Мн., **1974**. С. 72–95.

Некрята Н.С. Зональные комплексы спор межсолевых отложений Припятской впадины // Докл. АН БССР. **1979**. Т. XXIII, № 6. С. 547–549.

Некрята Н.С., Кручек С.А., Демиденко Э.К. О биостратиграфии нижнефаменских отложений Городокско-Хотецкой ступени Припятского прогиба // Новое о геологическом строении территории БССР. Мн., **1981**. С. 54–62.

Неотектоника и полезные ископаемые Белорусского Полесья / А.В. Матвеев, Э.А Левков, Л.Ф. Ажгиревич, Л.С. Вольская, О.И. Карасев, И.А. Тяшкевич, А.В. Шевченко. Мн., **1984**.

Нестерович В.Н. Об условиях осадконакопления и развития фауны фораминифер в келловейское время на территории Белоруссии // Докл. АН БССР. **1974**$_1$. Т. XVIII, № 11. С. 1024–1027.

Нестерович В.Н. Об условиях осадконакопления и развития фауны фораминифер в оксфордское время на территории юго-востока Белоруссии // Докл. АН БССР. **1974**$_2$. Т. XVIII, № 12. С. 1134–1137.

Нефтяные месторождения Прибалтики. Вильнюс, **1987**.

Никитин Е.А., Глазовский А.А. Никеленосные коры выветривания ультрабазитов и методы их изучения. М., **1970**.

Никитин Е.А., Хомич П.З., Левый М.Г., Дроздов В.А., Штефан Л.Б. Трубки взрыва кимберлит-лампроитовых пород Беларуси и проблема их алмазоносности // Літасфера. **1994**. № 1. С. 168–175.

Никитин Е.А., Черняховский А.Б. Некоторые новые данные о стуктурно-тектоническом строении Житковичского горста // Мат. IV конф. геологов Белоруссии и Прибалтики. Мн., **1966**. С. 142–144.

Никифорова К.В., Александрова Л.П. Стратиграфическая схема верхнеплиоценовых и эоплейстоценовых отложений Европейской части СССР // Граница между неогеновой и четвертичными системами в СССР. М., **1987**. С. 8–13.

Никифорова К.В., Алексеев М.Н., Иванова И.К., Кинд Н.В. Климатостратиграфия и геохронология четвертичного периода // Четвертичный период. Стратиграфия. М., **1989**. С. 14–21.

Новик Е.О. Стратиграфия девонских отложений Днепровско-Донецкой впадины и ее геологическая история в девонский период // Геол. журнал. **1952**. Т. 12. Вып. 2. С. 10–25.

Новик Е.О. Стратиграфия девонских отложений Днепровско-Донецкой впадины // Изв. АН СССР. Сер. геол. **1954**. № 2. С. 44–54.

Новикова А.С. Тектоника основания Восточно-Европейской платформы: Тр. ГИН АН СССР. **1971**. Вып. 237.

Новикова А.С. Зоны метабазитов в фундаменте Восточно-Европейской платформы: Тр. ГИН АН СССР. **1975**. Вып. 265.

Новожилов Н.И. Новые вертексиодеи (конхостраки) из коренёвской свиты и обоснование геологического возраста свиты // Новые виды ископаемых животных и растений Белоруссии. Мн., **1976**. С. 82–85.

Обровец С.М., Высоцкий Э.А., Кислик В.З. Строматолиты верхнефаменской соленосной формации Припятского прогиба // Докл. АН БССР. **1979**. Т. XXIII, № 9. С. 839–841.

Обровец С.М., Высоцкий Э.А., Медведева М.Г. Типизация ловушек нефти галитовой подтолщи Припятского прогиба // Докл. АН Беларуси. **1994**. Т. 38, № 3. С. 99–103.

Обровец С.М., Кислик В.З., Высоцкий Э.А. Оолитовые карбонатные образования верхнефаменской соленосной формации Припятского прогиба // Геология нерудных полезных ископаемых БССР. Мн., **1976**. С. 83–88.

Обровец С.М., Кислик В.З., Высоцкий Э.А. Терригенные породы дельтовой фации в нижней части разреза галитовой субформации на Восточно-Выступовичской площади // Докл. АН БССР. **1982**. Т. XXVI, № 9. С. 835–838.

Обровец С.М., Махнач А.С., Кислик В.З. Несолевые породы верхнефаменской соленосной толщи Припятского прогиба. Мн., **1987**.

Обровец С.М., Шабловская Р.К. Минералогия и закономерности распределения глинистых минералов в соленосных и надсолевых отложениях Петриковского месторождения калийных солей // Проблемы поисков твердых полезных ископаемых в БССР. Мн., **1977**. С. 137–142.

Обручев Д.В. Об эйфельских отложениях в Главном девонском поле // Региональная геология Прибалтики и Белоруссии. Рига, **1972**. С. 39–47.

Обуховская В.Ю. Палинофации костюковичского горизонта верхнего эйфеля // Палеоэкология и современное состояние геологической среды Беларуси. Мн., **1998**. С. 5–10.

Обуховская Т.Г. О палинологической характеристике воронежского горизонта Припятской впадины // Новое в стратиграфии, тектонике и четвертичной геологии Белоруссии. Мн., **1979**. С. 12–15.

Обуховская Т.Г. О палинологической характеристике нижнедевонских отложений Белоруссии // Мат. по стратиграфии Белоруссии. Мн., **1981**. С. 65–66.

Обуховская Т.Г. Объем и границы франского яруса в Припятском прогибе по палинологическим данным // Палеонтология и ее роль в познании геологического строения территории Белоруссии. Мн., **1986**. С. 134–144.

Обуховская Т.Г. Споровые комплексы франского яруса Припятской впадины и их стратиграфическое значение: Автореф. дисс. ... канд. геол.-минер. наук. Киев, **1988**.

Обуховская Т.Г. Проблема ярусных границ в девоне Беларуси // Минерально-сырьевая база республики Беларусь. Мн., **1997**. С. 23–24.

Обуховская Т.Г., Демиденко Э.К., Некрята Н.С. Домановичские и кузьмичевские отложения Припятского прогиба // Геологическое строение и развитие платформенного чехла Белоруссии. Мн., **1992**. С. 19–37.

Обуховская Т.Г., Кручек С.А. Этапность в развитии миоспор и стратиграфические границы франского яруса Восточно-Европейской платформы // Биостратиграфия и эколого-биосферные аспекты палеонтологии. СПб., **1998**. С. 70–71.

Обуховская Т.Г., Некрята Н.С. Палинологическая характеристика пограничных франско-фаменских отложений в Припятском прогибе // Вопросы регионального геологического строения территории БССР. Мн., **1983**. С. 108–122.

Окинщевич А.Е. Угленосность верхнеолигоцен-миоценовых отложений Припятской впадины: Автореф. дисс. ... канд. геол.-минер. наук. М., **1973**.

Опорный разрез силура и нижнего девона Подолии / О.И. Никифорова, Н.Н. Предтеченский, А.Ф. Абушик, М.М. Игнатович, Т.Л. Модзалевская, А.Я. Бергер, Л.С. Новоселова, Ю.К. Бурков. Л., **1972**.

Оппоков Е.В. Сведения о глубоких буровых колодцах на казенных винных складах Европейской России и Сибири // Ежегодник по геологии и минералогии России. Ново-Александрия, **1905**. Т. 8. Вып. 2. С. 44–52.

Оппоков Е.В. Некоторые сведения о более глубоких буровых колодцах Полесья // Изв. геол. ком. СПб., **1906**. Т. 26, № 2. С. 89–144.

Оппоков Е.В. Глубокое бурение 1914–1915 гг. в Минске в сопоставлении с другими глубокими буровыми скважинами в р-не Полесья // Мат. по исследованию рек и речных долин Полесья Полесской изыскательной партии. Киев, **1916**. Вып. 1. С. 89–103.

Оппоков Е.В. Украинская тектоническая мульда и Полесский девонский вал по современным сведениям // Бюлл. МОИП. Отд. геол. Нов. сер. 1926. Т. XXXV. Вып. 1–2. С. 30–60.

Оппоков Е.В., Тутковский П.А. Материалы по исследованию рек и речных долин Полесья Полесской изыскательной партии // Изв. Отд. земельных улучшений. **1916**.

Осадконакопление и палеогеография запада Восточно-Европейской платформы в мезозое / Под ред. Р.Г. Гарецкого. Мн., **1985**.

Основные проблемы геологического строения Русской плиты / К.О. Кратц, А.Н. Берковский, Л.П. Бондаренко и др. Л., **1979**.

Основные черты тектоники. Докембрий континентов / Борукаев Ч.Б., Башарин А.К., Берзин Н.А. Новосибирск, **1977**.

Основы регионального изучения кор выветривания. Л., **1974**.

Островский В.Е. О генезисе ильменит-магнетитовых руд Белорусского кристаллического массива // Докл. АН БССР. **1972**. Т. XVI, № 3. С. 252–255.

Островский В.Е. Температурный режим метаморфизма пород основного состава Белорусского массива // Докл. АН БССР. **1976**. Т. XX, № 12. С. 1113–1116.

Островский В.Е. Некоторые генетические особенности пород кореличского комплекса // Метаморфизм и метасоматоз в формировании пород и руд докембрия Белоруссии. Мн., **1991**. С. 62–67.

Островский В.Е., Левицкий Ю.Ф. Геологическое истолкование результатов термометрии газово-жидких включений в минералах кристаллических пород // Глубинное строение территории Белоруссии по геофизическим данным. Мн., **1979**. С. 63–67.

Павловская И.Э. Полоцкий ледниково-озерный бассейн: строение, рельеф, история развития. Мн., **1994**.

Павловский Е.В. Происхождение и развитие древних платформ // Вопросы сравнительной тектоники древних платформ. М., **1964**. С. 7–14.

Палеогеография и литология венда и кембрия запада Восточно-Европейской платформы. М., **1980**.

Палеотектоника Белоруссии / Под ред. Р.Г. Гарецкого. Мн., **1983**.

Палер Л.М. Литология отложений визейского и намюрского ярусов нижнего карбона Припятского прогиба: Автореф. дисс. ... канд. геол.-минер. наук. Мн., **1969**.

Памятники природы Беларуси / В. Бельков, Н. Козловская, Т. Мохнач, В. Парфенов, Т. Соболевская, А. Федорук. Мн., **1986**.

Паничева А.И. Карбонатная минерализация пермо-триасовых отложений Заозерной площади // Поиски твердых полезных ископаемых в БССР. Мн., **1984**. С. 65–72.

Пап А.М. Магматические и метаморфические комплексы докембрия БССР. Мн., **1962_1**.

Пап А.М. Новые данные по стратиграфии кристаллического фундамента Белоруссии // Докл. АН БССР. **1962_2**. Т. VI, № 1. С. 53–55.

Пап А.М. Породы овручской серии в составе кристаллического фундамента района Житковичей (БССР) // Докл. АН СССР. **1963**. Т. 151, № 6. С. 1402–1405.

Пап А.М. Геология докембрия Белоруссии // Тр. Междунар. геолог. конгресса. XXII сессия: Докл. сов. геологов. Проблема 10. М., **1964_1**. С. 88–95.

Пап А.М. Структурные и петрохимические особенности кристаллических пород западной части Припятской впадины (Житковичский участок) // Геология и нефтеносность палеозойских отложений Припятской впадины. Мн., **1964_2**. С. 37–54.

Пап А.М. Архей, нижний и средний протерозой Белоруссии // Геология СССР. Т. III. Белорусская ССР. Геологическое описание. Мн., **1971_1**. С. 35–52.

Пап А.М. Очерк стратиграфии докембрия Белоруссии // Докл. АН СССР. Сер. геол. **1971_2**. Т. 201, № 4. С. 923–926.

Пап А.М. Формационное деление докембрия Белоруссии // Докл. АН СССР. **1972**. Т. 206, № 3. С. 687–690.

Пап А.М. Кристаллический фундамент Белоруссии. М., **1977**.

Пап А.М. К проблеме формирования континентальной земной коры // Геология, петрография и металлогения кристаллического фундамента Белоруссии. Мн., **1983**. С. 4–35.

Пап А.М. К проблеме возрастной корреляции докембрийских суперкрустальных образований юга Белоруссии и севера Украины // Геол. журнал. **1988**. Т. 48, № 5. С. 104–111.

Пап А.М. Магматические формации кристаллического фундамента Белоруссии // Метаморфизм и метасоматоз в формировании пород и руд докембрия Белоруссии. Мн., **1991**. С. 111–123.

Пап А.М., Аксаментова Н.В., Архипова А.А., Борковская В.М., Найденков И.В. Основные черты геологического строения кристаллического фундамента Белоруссии // Проблемы региональной геологии Прибалтики и Белоруссии. Рига, **1973**. С. 35–49.

Пап А.М., Борковская В.М. Петрохимические особенности изверженных и метаморфических пород докембрия БССР. Мн., **1968**.

Пап А.М., Борковская В.М. Парагенезис граната, ставролита, силлиманита и кордиерита в глиноземистых парагнейсах БССР // Вопросы геологии твердых полезных ископаемых. Мн., **1975**. С. 78–85.

Пап А.М., Ветренников В.В., Петерсель В.Х. Железисто-кремнистые формации Белорусского-Прибалтийского региона // Железисто-кремнистые формации докембрия Европейской части СССР. Типы формаций. Киев, **1988**. С. 145–195.

Пап А.М., Заяц А.П., Скобелев В.М., Котловская Ф.И., Зингерман А.Я., Стасевич А.И., Терец Г.Я., Илькевич Г.И. Время формирования гранитоидов юга Белоруссии и северо-запада Украинского щита // Докл. АН Укр.ССР. Сер. Б. **1984**. № 4. С. 20–24.

Пап А.М., Мурина Г.А., Миркина С.Л., Борковская В.М. Возраст гранитоидов Микашевичско-Житковичского подземного выступа юга БССР по свинцово-изотопным данным // Изв. АН СССР. Сер. геол. **1971**. № 6. С. 36–41.

Пасюкевич В.И., Махнач А.С. Кембрийская система // Геология СССР. Т. III. Белорусская ССР. Геологическое описание. М., **1971**. С. 81–90.

Пасюкевич В.И., Семенюк А.Д. О нижнепермских отложениях на западе Белоруссии // Докл. АН БССР. **1968**. Т. XII, № 3. С. 252–254.

Пасюкевич В.И., Семенюк А.Д. Отложения старооскольского горизонта среднего девона района г. Полоцка // Мат. IV научн. конф. молодых геологов Белоруссии. Мн., **1971**. С. 10–13.

Пашкявичене Л.Т. Акритархи пограничных отложений венда и кембрия запада Восточно-Европейской платформы. М., **1980**.

Пашкевичюс И.Ю. Силур (S) // Краткий очерк геологии Литовской ССР. Вильнюс, **1958**. С. 23–30.

Пашкевичюс И.Ю. Стратиграфия силура (готландия) Южной Прибалтики // Тр. Ин-та геологии АН Эст.ССР. **1960**. Т. V. С. 159–169.

Пашкевичюс И.Ю. Балтийская (Польско-Литовская) синеклиза и Белорусско-Мазурская антеклиза (Южная Прибалтика) // Стратиграфия СССР. Силурийская система. М., **1963**. С. 60–71.

Пашкевичюс И.Ю. Биостратиграфия и корреляция силурийских терригенных и карбонатных отложений Южной Прибалтики // Стратиграфия нижнего палеозоя Прибалтики и корреляция с другими регионами. Вильнюс, **1968**. С. 250–272.

Пашкевичюс И.Ю. Биостратиграфия и граптолиты силура Литвы. Вильнюс, **1979**.

Пашкевичюс И.Ю. Распространение граптолитов и их зоны в ордовикском Балтийском бассейне // Geologija. Vilnius, **1996**. № 20. С. 5–29.

Пашкевичюс И.Ю., Лашков Е.М. Ревизия структурно-фациального районирования и стратиграфии отложений нижнего и низов среднего ордовика Юго-Восточной Прибалтики // Науч. тр. ВУЗов ЛитССР. Геология. **1983**. Т. 4. С. 3–22.

Пашкевичюс И.Ю., Пушкин В.И. Лудловские граптолитовые зоны Белорусской части Подлясско-Брестской впадины // Граптолиты в истории Земли: Тез. докл. V симпозиума по изучению граптолитов в СССР. Вильнюс, **1988**. С. 36–43.

Пейве А.В., Яншин А.Л., Зоненшайн Л.П., Книппер А.Л., Марков М.С., Моссаковский А.А., Перфильев А.С., Пущаровский Ю.М., Шлезингер А.Б., Штрейс Н.А. Становление континентальной земной коры Северной Евразии (в связи с составлением новой тектонической карты) // Геотектоника. **1976**. № 5. С. 6–23.

Пермская система Прибалтики (фауна и стратиграфия) / Под. ред. П.И. Сувейздиса. Вильнюс, **1975**.

Петров В.П. Основы учения о древних корах выветривания. М., **1967**.

Петров Л.С. Девонские отложения северо-запада Русской платформы. Л., **1956**.

Петрова Н.С., Шабловская Р.К. Об участии вулканического материала в формировании позднефаменских калиеносных отложений Припятского прогиба // Условия образования месторождений калийных солей. Новосибирск, **1990**. С. 112–118.

Петрология, геохимия и металлогения докембрия юга Белоруссии / И.П. Бордон, З.В. Криводубская, В.Е. Бордон, В.Ф. Красовский. Мн., **1974**.

Петтинджон Ф., Поттер П., Сивер Р. Пески и песчаники. М., **1976**.

Пидопличко А.П. Торфяные месторождения Белоруссии. Мн., **1961**.

Пидопличко А.П. Озерные отложения Белорусской ССР (генезис, стратиграфия и некоторые качественные особенности). Мн., **1975**.

Пидопличко А.П., Грищук Р.И. Основные стратиграфические схемы развития озер Белорусской ССР // Тр. Ин-та торфа АН БССР. **1960**. Т. IX. С. 307–313.

Пискун Л.В. Акритархи ордовика и силура Брестской впадины и их стратиграфическое значение: Автореф. дисс. ... канд. геол.-минер. наук. Таллинн, **1975**.

Пискун Л.В. Микрофоссилии из нижнедевонских отложений Белоруссии // Вопр. регионального геологического строения территории Белоруссии. Мн., **1983**. С. 128–129.

Пискун Л.В. Палеобиогеография нижнего кембрия Белоруссии // Тез. докл. III Междунар. симпозиума по кембрийской системе. Новосибирск, **1990**. С. 56.

Пискун Л.В., Зиновенко Г.В. Закономерности распределения акритарх в нижнекембрийских отложениях Белоруссии в зависимости от фациальных условий // Фации и стратиграфия венда и кембрия запада Восточно-Европейской платформы. Таллинн, **1986**. С. 120–125.

Пистрак Р.М., Семихатова С.В., Пашкевич Е.Л., Верейская К.И. К стратиграфии и литологии нижнего карбона Белоруссии // Изв. АН СССР. Сер. геол. **1956**. № 4. С. 59–76.

Пистрак Р.М., Тихомиров С.В. Девонские и каменноугольные отложения Припятского прогиба и перспективы их нефтегазоносности // Геологическое строение и нефтегазоносность восточных областей Украины. Киев, **1959**. С. 330–342.

Плаксенко Н.А., Извеков Э.П., Щеголев И.Н. Древние метаконгломераты Курской магнитной аномалии (КМА) // Изв. АН СССР. Сер. геол. **1971**. № 8. С. 28–40.

Плиоцен Речицкого Приднепровья / Р.А. Зинова, Т.Б. Рылова, С.Г.Дромашко, С.Л. Шиманович, Л.И. Мурашко. Мн., **1987**.

Познякевич З.Л. Расчленение разреза фаменской соленосной толщи Припятской впадины // О геологическом строении и перспективах нефтегазоносности Припятской впадины. М., **1964**. С. 23–32.

Познякевич З.Л. Стратиграфия, особенности строения и история осадконакопления пярнуско-наровских отложений эйфельского яруса Припятской впадины // Некоторые вопросы стратиграфии и палеонтологии палеозойских и мезозойских отложений Белоруссии. Мн., **1974**. С. 8–68.

Познякевич З.Л. Стратиграфия, литология и история накопления живетских и нижнефранских терригенных отложений Припятского прогиба // Новое о геологическом строении территории БССР. Мн., **1981**. С. 63–82.

Постникова И.Е. Верхний докембрий Восточно-Европейской платформы и возможная его нефтеносность: Автореф. дисс. ... докт. геол.-минер. наук. М., **1972**.

Почвы Белорусской ССР / Под ред. Т.Н. Кулаковской, П.П. Роговопо, Н.И. Смеяна. Мн., **1974**.

Предтеченский Н.Н., Корень Т.Н., Модзалевская Т.Л., Никифорова О.И., Бергер А.Я., Абушик А.Ф. Цикличность осадконакопления и смена экологических комплексов фауны в силуре Подолии // Проблемы экологии фауны и флоры древних бассейнов: Тр. Палеонтолог. Ин-та АН СССР. **1983**. Т. 194. С. 61–74.

Просвирякова З.П. Юрские спорово-пыльцевые комплексы Припятской впадины // Докл. АН СССР. **1971**. Т. 200, № 2. С. 426–428.

Проскурякова Т.А., Хотько Ж.П., Кузнецов Ю.Н. Глубинное строение Северо-Западного региона СССР по результатам наблюдений и анализа длиннопериодных сейсмических волн и данных геофизики // Исследование длиннопериодных сейсмических волн. Мн., **1976**. С. 106–113.

Пуннинг Я.-М.К., Раукас А. Палеогеография позднечетвертичного времени Северной Европы // Сер. палеогеограф. М., **1985**. Т. 2.

Пушкин В.И. О граптолитовых зонах в силуре Брестской впадины // Докл. АН БССР. **1972**. Т. XVI, № 11. С. 1023–1026.

Пушкин В.И. Биостратиграфия и мшанки ордовика и силура Брестской впадины: Автореф. дисс. ... канд. геол.-минер. наук. М., **1973**.

Пушкин В.И. Комплексы мшанок из отложений ордовика и силура Брестской впадины и их стратиграфическое значение // Вопросы геологии, геохимии и геофизики земной коры Белоруссии. Мн., **1975**. С. 155–161.

Пушкин В.И. Стратиграфия верхней части среднего ордовика северной Белоруссии // Мат. VI научн. конф. молодых геологов Белоруссии. Мн., **1976**. С. 3–7.

Пушкин В.И. Биостратиграфическая характеристика ордовика в разрезе скв. Видзы (Витебская область БССР) // Современные проблемы геологии БССР. Мн., **1978_1**. С. 15–22.

Пушкин В.И. Ордовикская система // Стратиграфические и палеонтологические исследования в Белоруссии. Мн., **1978_2**. С. 124–126.

Пушкин В.И. Силурийская система // Стратиграфические и палеонтологические исследования в Белоруссии. Мн., **1978_3**. С. 126–127.

Пушкин В.И. Фациальная зональность и брахиоподово-мшанковые ассоциации оандуского и раквереского горизонтов ордовика Северной Белоруссии // Тр. XXII сессии ВПО. Л., **1980**. С. 20–30.

Пушкин В.И. Особенности пространственного распространения раннефаменских брахиопод Припятского прогиба // Новое в геологическом строении территории БССР. Мн., **1981**$_1$. С. 43–53.

Пушкин В.И. Стратиграфия и корреляция нижне-среднеордовикских отложений Белоруссии // Геология запада Восточно-Европейской платформы. Мн., **1981**$_2$. С. 73–91.

Пушкин В.И. Экостратиграфическая модель ордовикских отложений Восточно-Европейской платформы // Докл. АН БССР. **1985**. Т. XXIX, № 10. С. 934–937.

Пушкин В.И. Сообщества мшанок и брахиопод в нижне-среднеордовикских отложениях Южной Прибалтики // Палеонтология и ее роль в познании геологического строения территории Белоруссии. Мн., **1986**. С. 32–62.

Пушкин В.И. Ордовикские мшанки Восточно-Европейской платформы (состав, распространение, сообщества): Автореф. дисс. ... докт. геол.-минер. наук. М., **1987**.

Пушкин В.И. Зоны и сообщества брахиопод в нижнефаменских (межсолевых) отложениях Припятского прогиба // Докл. АН БССР. **1990**. Т. 34, № 11. С. 1031–1034.

Пушкин В.И. Мшанковые биогермы и "заросли" раннего девона Беларуси и смежных территорий // Літасфера. **1996**. № 4. С. 62–73.

Пушкин В.И. Ордовикский период (с позиций познания геологической истории территории Беларуси) // Літасфера. **1998**. № 9. С. 47–64.

Пушкин В.И., Ажгиревич Л.Ф. О керогенсодержащих породах ордовика Подлясско-Брестской впадины // Докл. АН БССР. **1982**. Т. XXVI, № 3. С. 255–258.

Пушкин В.И., Демиденко Э.К., Некрята Н.С., Обуховская Т.Г. Опорный разрез нижнефаменских (межсолевых) отложений западной части Припятского прогиба // Докл. АН БССР. **1990**. Т. 34, № 12. С. 1111–1115.

Пушкин В.И., Зиновенко Г.В., Моисеева Т.И., Пискун Л.В., Ропот В.Ф. Стратиграфическая схема силурийских отложений Белоруссии // Мат. по стратиграфии Белоруссии. Мн., **1981**. С. 41–49.

Пушкин В.И., Зиновенко Г.В., Пискун Л.В., Ропот В.Ф. Стратиграфическая схема ордовикских отложений Белоруссии // Мат. по стратиграфии Белоруссии. Мн., **1981**. С. 34–41.

Пушкин В.И., Кручек С.А. Положение границы силур-девон и стратиграфия нижнего девона Белоруссии // Докл. АН БССР. **1978**. Т. XXII, № 11. С. 1013–1016.

• ***Пушкин В.И., Кручек С.А.*** Экологическая модель нижнефаменских межсолевых отложений Припятского прогиба // Палеонтология и современное состояние геоэкологической среды Беларуси. Мн., **1998**. С. 30–38.

Пушкин В.И., Нехорошева А.В., Копаевич Г.В., Ярошинская А.М. Пржидольские мшанки СССР. М., **1990**.

Пушкин В.И., Пашкевичюс И.Ю. Корреляция силурийских отложений белорусской и польской частей Подлясско-Брестской впадины // Граптолиты в истории Земли: Тез. докл. V симпозиума по изучению граптолитов СССР. Вильнюс, **1988**. С. 43–48.

Пушкин В.И., Ропот В.Ф. Детализация стратиграфической схемы силура Белорусской части Подлясско-Брестской впадины // Докл. АН БССР. **1989**. Т. 33, № 11. С. 1021–1024.

Пушкин В.И., Ропот В.Ф. Разрез ордовикских отложений в скв. Дегенево 025 (Гродненская область РБ) // Геологическое строение и развитие платформенного чехла Белоруссии. Мн., **1992**. С. 3–19.

Разломы Белоруссии и Прибалтики. Мн., **1974**.

Ращинский В.А. Особенности палеогеодинамики Брагинско-Лоевской седловины в позднем палеозое // Палеогеодинамика нефтегазоносных бассейнов Восточно-Европейской платформы. Мн., **1994**. С. 85–88.

Решение II Всесоюзного совещания "Общие вопросы расчленения докембрия СССР". Уфа, **1990**.

Решение Межведомственного регионального стратиграфического совещания по кембрийским отложениям Русской платформы (г. Вильнюс, 1983 г.) с унифицированной стратиграфической схемой. Л., **1986**.

Решение Межведомственного регионального стратиграфического совещания по среднему и верхнему палеозою Русской платформы (Ленинград, 1988 г.). Девонская система. Каменноугольная система. Пермская система (с региональными стратиграфическими схемами) М., **1990_1**.

Решение Межведомственного регионального стратиграфического совещания по среднему и верхнему палеозою Русской платформы (Ленинград, 1988 г.). Каменноугольная система. Л., **1990_2**.

Решение Межведомственного регионального стратиграфического совещания по среднему и верхнему палеозою Русской платформы (Ленинград, 1988 г.). Пермская система. Л., **1990_3**.

Решение Межведомственного стратиграфического совещания по триасу Восточно-Европейской платформы (г. Саратов, 1979 г.) с региональными стратиграфическими схемами. Л., **1982**.

Решения Всесоюзного совещания по выработке общей унифицированной схемы стратиграфии девонских и додевонских отложений Русской платформы и западного склона Урала. М., Л., **1951**.

Решения Всесоюзного совещания по уточнению унифицированной схемы стратиграфии мезозойских отложений Русской платформы. Л., **1962**.

Решения Межведомственного регионального стратиграфического совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Прибалтики. 1976 г. (с унифицированными стратиграфическими корреляционными таблицами). Л., **1978**.

Решения Межведомственного регионального стратиграфического совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Беларуси, 1981 г. (с унифицированными стратиграфическими корреляционными таблицами). Л., **1983**.

Решения Межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем верхнего докембрия и палеозоя Русской платформы 1962 г. (с унифицированными стратиграфическими таблицами). Л., **1965**.

Решения Межведомственного стратиграфического совещания по ордовику и силуру Восточно-Европейской платформы, 1984 г. (с региональными стратиграфическими схемами). Л., **1987**.

Ржанников В.Е., Попов В.М. О наличии перерыва в осадконакоплении на границе галитовой и глинисто-галитовой толщ верхнесоленосного комплекса Припятской впадины // Мат. IV научн. конф. молодых геологов Белоруссии. Мн., **1971**. С. 13–14.

Ржонсницкая М.А., Куликова В.Ф. Девон Русской платформы // Стратиграфия и палеонтология девона, карбона и перми Русской платформы. Л., **1991**. С. 11–24.

Рифей и венд Белоруссии / А.С. Махнач, Н.В. Веретенников, В.И. Шкуратов, В.Е. Бордон. Мн., **1976**.

Ришкене М.А. Антропогеновая флора Литвы // Сов. палеокарпология. М., **1979**. С. 122–131.

Ровнягина Л.Е., Янена Р.И. Физические свойства пород кристаллического фундамента Белорусского массива // Геология и перспективы металлоносности докембрия Белоруссии и смежных районов. Мн., **1965**. С. 90–96.

Родионова Г.Д., Умнова В.Т., Кононова Л.И. и др. Девон Воронежской антеклизы и Московской синеклизы. М., **1995**.

Розанов А.Ю. Палеогеография и палеобиогеография раннего докембрия // Вестн. АН СССР. **1985**. № 11. С. 79–92.

Ронов А.В., Сеславинский К.В., Хаин В.Е. Кембрийские литологические формации мира // Сов. геология. **1974**. № 12. С. 10–33.

Ропот В.Ф., Пушкин В.И. Ордовик Белоруссии. Мн., **1987**.

Рудник В.А., Беляев Г.М., Терентьев В.М. Закономерности формирования кварц-полевошпатовых метасоматитов зон региональных разломов // Проблемы метасоматизма. М., **1970**. С. 261–274.

Русин А.И., Маркс В.А., Яковлева О.М. Катакластические деформации и термодинамический режим метаморфизма зон разломов // Метаморфизм горных пород Урала. Свердловск, **1979**. С. 3–15.

Рылова Т.Б. Палинологическая характеристика неогеновых отложений Белорусского Понеманья. Мн., **1980**.

Рылова Т.Б. Материалы к палинологической характеристике межледниковых отложений, вскрытых у д. Вязовец // Мат. геологического изучения территории Белоруссии. Мн., **1981**. С. 115–119.

Рылова Т.Б. Палинологическая характеристика и корреляция двух межледниковых горизонтов в разрезе Смолярка Брестской области // Докл. АН БССР. **1985**. Т. XXIX, № 3. С. 263–266.

Рылова Т.Б. Позднеолигоценовые палинофлоры Беларуси // Літасфера. **1996**. № 5. С. 43–58.

Рылова Т.Б. Палинологическая граница олигоцен-миоцен на территории Беларуси // Літасфера. **1997**. № 6. С. 23–33.

Рылова Т.Б., Хурсевіч Г.К. Развіццё вадаёмаў і расліннасці ваколіц Гродна на працягу муравінскага міжледавікоўя // Даследаванні антрапагену Беларусі. Мн., **1978**. С. 139–150.

Рылова Т.Б., Хурсевич Г.К. К палеоботанической характеристике диатомовых пород на Гливинском водозаборном участке // Проблемные вопросы геологии антропогена и неогена Белоруссии. Мн., **1980**. С. 119–133.

Рылова Т.Б., Хурсевич Г.К. Растительность и диатомовая флора нового разреза беловежского межледниковья Белоруссии // Докл. АН БССР. **1989**. Т. 33, № 11. С. 1025–1027.

Савко А.Д., Додатко А.Д. Коры выветривания в геологической истории Восточно-Европейской платформы. Воронеж, **1991**.

Савченко Н.А. Литология железистой и каолиновой толщ нижнего карбона Припятской впадины: Автореф. дисс. ... канд. геол.-минер. наук. Мн., **1969**.

Савченко Н.А. Литологический состав и структурно-текстурные особенности пород боксит-давсонитового горизонта Припятской впадины // Проблемы поисков твердых полезных ископаемых в БССР. Мн., **1977**. С. 29–35.

Сайдаковский Л.Я., Соболевский Ю.В., Гутко Е.Б. К вопросу перми и триаса Припятского прогиба и Днепровско-Донецкой впадины // Тез. юбилейной сессии УкрНИИГаза. Харьков, 1967.

Сакс В.Н. К вопросу о стратиграфии ледниковых отложений Белоруссии // Тр. Комиссии по изучению четвертичного периода. **1934**. Т. V, Вып. 1. С. 145–179.

Салоп Л.И. Два типа структур докембрия: гнейсовые складчатые овалы и гнейсовые купола // Бюлл. МОИП. Отд. геол. **1971**. Т. LXIV. Вып. 4. С. 37–42.

Салоп Л.И. Общая стратиграфическая шкала докембрия. Л., **1973**.

Салоп Л.И. Периодизация докембрия на геоисторической основе // Общие вопросы расчленения докембрия СССР. Л., **1979**. С. 16–52.

Самодуров В.П. Глинистые минералы Припятского верхнедевонского сланцевого бассейна: Автореф. дисс. .... канд. геол.-минер. наук. Мн., **1982**.

Самодуров В.П. Туфогенные горизонты надсолевой верхнедевонской толщи Припятской впадины // Геохимические, геофизические исследования земной коры Белоруссии. Мн., **1997**. С. 92–98.

Санько А.Ф. Неоплейстоцен северо-восточной Белоруссии и смежных районов РСФСР. Мн., **1987**.

Санько А.Ф., Астапова С.Д., Рылова Т.Б., Хурсевич Г.К., Логинова Л.П., Назаров В.И. К стратиграфии и палеогеографии плейстоцена Копыльской гряды // Палеогеография кайнозоя Белоруссии. Мн., **1989**. С. 53–66.

Санько А.Ф., Моисеев Е.И. Первое определение палеомагнитной границы Брюнес-Матуяма в плейстоценовых отложениях Беларуси // Докл. АН Беларуси. **1996**. Т. 40, № 5. С. 106–109.

Санько А.Ф., Рылова Т.Б., Моисеев Е.И., Литвинюк Г.И., Федени С.А. Неоплейстоценовые озера Припятского Полесья // Докл. АН БССР. **1991**. Т. 35, № 12. С. 1118–1122.

Санько А.Ф., Федени В.М., Рылова Т.Б. Проблемы стратиграфии нижнего плейстоцена Белоруссии // Четвертичный период: методы исследования, стратиграфия и экология. Таллинн, **1990**. Т. 3. С. 90–91.

Свержинский А.И., Смирнова Н.Н., Махнач А.С. Ордовикская система // Геология СССР. Т. III. Белорусская ССР. Геологическое описание. М., $\mathbf{1971_1}$. С. 91–101.

Свержинский А.И., Смирнова Н.Н., Махнач А.С. Силурийская система // Геология СССР. Т. III. Белорусская ССР. Геологическое описание. М., $\mathbf{1971_2}$. С. 101–107.

Семенова Е.В. Споры и пыльца юрских отложений и погребенных слоев триаса Донбасса. Киев, **1970**.

Семихатов М.А. Стратиграфия и геохронология протерозоя. М., **1974**.

Семихатов М.А., Шуркин К.А., Аксенов Е.М., Беккер Ю.Р., Бибикова Е.М., Дук В.А., Есипчук К.Е., Карсаков А.П., Киселев В.В., Козлов В.И., Лобач-Жученко С.Б., Негруца В.В., Рабонен В.П., Сезько А.И., Филатова Л.И., Хоментовский В.В., Шемякин В.М., Шульдинер В.И. Новая стратиграфическая шкала докембрия СССР // Изв. АН СССР. Сер. геол. **1991**. № 4. С. 3–13.

Сидаравичене Н. Остракоды ордовика Литвы. Вильнюс, **1992**.

Силур Эстонии / Под ред. Д.Л. Кальо. Таллинн, **1970**.

Синичка А.М., Зиновенко Г.В., Бессонова В.Я., Жицкая З.В. Кустинская опорная скважина Брестской впадины. М., **1970**.

Синичка А.М., Кондратчик Н.В. О предпермской палеоструктуре Припятской впадины // Докл. АН БССР. **1971**. Т. XV, № 2. С. 165–168.

Синцов И.Ф. О буровых и копаных колодцах казенных винных складов // Зап. Санкт-Петербургского минералогич. об-ва. Сер. 2. СПб., **1907**. Ч. 44. С. 1–90.

Скобелев В.М. Петрохимия и геохронология докембрийских образований северо-западного района Украинского щита. Киев, **1987**.

Соболев Д.Н. Гранитный выступ на Полесском мосту // Вестн. Укр. отд. геол. комитета. Киев, **1924**. Вып. 4.

Соболев Д.Н. Проблема стратиграфикации русского девона // Изв. АН СССР. Сер. 6. **1925**. Т. 19, № 6–8.

Собротович Э.В., Пап А.М., Цьонь О.В., Слупицкий Ю.А. О возрасте кристаллических сланцев северо-западной Белоруссии по свинцово-изотопным данным // Изв. АН СССР. Сер. геол. **1978**. № 9. С. 42-47.

Современная динамика рельефа Белоруссии / Под. ред. Б.Н. Гурского, А.В. Матвеева. Мн., **1991**.

Соколов Б.С. О возрасте древнейшего осадочного покроваа Русской платформы // Изв. АН СССР. Сер. геол. **1952**. № 5. С. 21–31.

Соколов Б.С. Стратиграфическая схема нижнепалеозойских (докембрийских) отложений северо-запада Русской платформы (прибалтийская область) // Девон Русской платформы. М.- Л., **1953**.

Соколов Б.С. Вендский комплекс (венд) и проблема границы докембрия и палеозойской группы // Тр. Междунар. геолог. конгресса. XXII сессия: Докл. сов. геологов. Проблема 10. М., **1964**. С. 135–150.

Соколов Б.С. Венд севера Евразии // Геология и геофизика. **1971**. № 6. С. 13–22.

Соколов Б.С. Вендский этап в истории земли // Палеонтология: Докл. сов. геологов на XXIV сессии МГК. М., **1972**. С. 48–54.

Соколов Б.С. Проблема границы докембрия и кембрия // Геология и геофизика. **1974**. № 2. С. 3–24.

Соколов Б.С., Тесаков Ю.И. Сообщества табулят Подолии: Тр. Ин-та геологии и геофизики СО АН СССР. Новосибирск, **1986**. № 645.

Соколов Н.А. Нижнетретичные отложения южной России // Тр. геол комитета. **1893**. Т. IX, № 2.

Соллогуб В.Б. Литосфера Украины. Киев, **1986**.

Солодилова В.В. Геологическое строение и вещественный состав пород рудьмянской толщи Белорусского массива // Літасфера. **1998_1**. № 8. С. 75–83.

Солодилова В.В. Железистый метасоматоз на рудопроявлении Рудьма в Белорусском кристаллическом массиве // Літасфера. **1998_2**. № 9. С. 80–87.

Солонцов Л.Ф., Аксенов Е.М. О стратиграфии валдайской серии Восточно-Европейской платформы // Изв. ВУЗов. Геология и разведка. **1970**. № ь6. С. 3–13.

Сорокин В.С. Этапы развития северо-запада Русской платформы во франском веке. Рига, **1978**.

Сорохтин О.Г. Теория тектоники литосферных плит — современная геологическая теория. Л., **1984**.

Состояние природной среды Беларуси // Экол. бюлл. / Под ред. В.Ф. Логинова. Мн., **1994**.

Справочное руководство по петрографии осадочных пород. Т. 1. Л., **1958**.

Стадник Ю.Н., Довгаль Г.Н. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Городокско-Хатецкой ступени по данным электроразведочных исследований // Геологические проблемы разведки углеводородов в Беларуси. Мн., **1990**. С. 239–243.

Стасевич А.И., Илькевич Г.И., Пасюкевич В.И. Новые данные о внутреннем строении, вещественном составе и металлогении околовской серии в пределах ее центральной части // Вещественный состав и происхождение горных пород кристаллического фундамента Белоруссии и Прибалтики. Мн., **1986**. С. 60–64.

Стасевич А.И., Махнач А.С., Доминиковский Г.Г. Околовская серия в докембрии Белоруссии // Докл. АН БССР. **1971**. Т. XV, № 11. С. 1017–1019.

Стефаненко А.Я., Махнач А.С. Девонские отложения Белоруссии // Изв. АН БССР. **1952**. № 4. С. 135–150.

Стефаненко А.Я., Махнач А.С. Палеозойские отложения северо-западной части Днепровско-Донецкой впадины // Изв. АН БССР. **1953**. № 4. С. 129–143.

Стефаненко А.Я., Махнач А.С. О стратиграфии девонских отложений и возрасте соленосной толщи Припятского прогиба // Изв. АН БССР. **1955**. № 2. С. 88–100.

Стратиграфические и палеонтологические исследования в Белоруссии / В.К. Голубцов, В.И. Авхимович, В.С. Акимец, Г.А. Белоусова, А.Ф. Бурлак, Э.К. Демиденко, Г.И. Кедо, С.А. Кручек, Л.С. Линник, И.В. Митянина, Т.И. Моисеева, Н.С. Некрята, Л.В. Пискун, В.И. Пушкин. Мн., **1978**.

Стратиграфический кодекс. Изд. 2-е, доп. СПб., **1992**.

Стратиграфический разрез баскунчакской серии нижнего триаса горы Большое Богдо / Под ред. В.В. Меннера, В.В. Липатовой. Саратов, **1972**.

Стратиграфический словарь СССР. Новые стратиграфические подразделения палеозоя СССР. Л., **1991**.

Стратиграфия верхнедокембрийских и кембрийских отложений запада Восточно-Европейской платформы. М., **1979**.

Стратиграфия СССР. Верхний докембрий. М., **1963_1**.

Стратиграфия СССР. Силурийская система. М., **1963_2**.

Стратиграфия СССР. Кембрийская система. М., **1965**.

Стратиграфия СССР. Пермская система. М., **1966**.

Стратиграфия СССР. Юрская система. М., **1972**.

Стратиграфия СССР. Девонская система. М., **1973_1**.

Стратиграфия СССР. Триасовая система. М., **1973_2**.

Стратиграфия СССР. Палеогеновая система. М., **1975**.

Стратиграфия СССР. Меловая система. М., **1986_1**. Полутом 1; полутом 2.

Стратиграфия СССР. Неогеновая система. М., **1986_2**. Полутом 1; полутом 2.

Стратиграфия УССР. Т. VI. Ч. 1. Пермь. Киев, **1970_1**.

Стратиграфия УССР. Т. VI. Ч. 2. Триас. Киев, **1970_2**.

Стратиграфия УССР. Т. II. Рифей-венд. Киев, **1971_1**.

Стратиграфия УССР. Т. VIII. Мел. Киев, **1971_2**.

Стратиграфия УССР. Т. III. Ч. 1. Кембрий. Киев., **1972**. С. 9–140.

Стратиграфия УССР. Т. IV. Ч. 2. Девон. Киев, **1974**.

Стратиграфия нижнефаменских (межсолевых) отложений Припятского прогиба / В.И. Пушкин, И.И. Урьев, В.К. Голубцов, Н.С. Некрята, Т.В. Стрельченко. Мн., **1995**.

Страхов Н.М. Основы теории литогенеза. Т. 1. М., **1960**; Т. 2. М., **1960**; Т. 3. М., **1962**.

Стрельцова Г.Д. Микроэлементы в углях Припятского прогиба и их распределение между компонентами угольного вещества // Літасфера. **1995**. № 3. С. 147–157.

Стрельченко Т.В. Конодонты из отложений елецкого и петриковского горизонтов нижнего фамена Припятского прогиба // Геологическое строение и развитие платформенного чехла Белоруссии. Мн., **1992**. С. 53–63.

Строение земной коры Анабарского щита / О.М. Розен, А.Н. Вишневский, М.З. Глуховский и др. М., **1986**.

Структурный контроль проявлений кимберлитового магматизма на северо-востоке Сибирской платформы / К.Б. Мокшанцев, В.В. Еловских, В.В. Ковальский и др. М., **1974**.

Структурно-формационная карта республик Прибалтики м-ба 1 : 500 000. Л., **1982**.

Субботин С.И. Вопросы гравиметрии: исследования земной коры и мантии. Теория тектогенеза. Киев, **1979**.

Сувейздис П.И. Пермская система Прибалтики. Вильнюс, **1975**.

Суўві Л.П. Дыятомавыя водарасці александрыйскіх (ліхвінскіх) адкладаў Беларусі (па разрэзу Мацвееў Роў) // Антрапаген Беларусі. Мн., **1971**. С. 204–212.

Схема стратиграфии триасовых отложений Украинской ССР и Белорусской ССР / Ф.Е. Лапчик, В.К. Голубцов, Ю.Н. Брагин и др. Киев, **1970**.

Тараймович Н.С. Докембрийская система // Геология СССР. Т. III. Белорусская ССР. М., Л., **1947**. С. 38–41.

Таран Л.Н. Состав и оптические свойства роговых обманок околовской серии // Вопросы геологии и рудоносности кристаллического фундамента и осадочного чехла Белоруссии. Мн., **1989**. С. 68–75.

Таран Л.Н. Амфиболы куммингтонитового и антофиллитового (жедритового) рядов пород околовской серии // Метаморфизм и метасоматоз в формировании пород и руд докембрия Белоруссии. Мн., **1991**. С. 73–77.

Таран Л.Н. Состав, свойства и условия образования пироксенов гранулитов и эвлизитов Белорусского кристаллического массива // Літасфера. **1995_1**. № 2. С. 75–85.

Таран Л.Н. Минералого-петрологические аспекты выделения березовского комплекса габброидов в раннедокембрийском фундаменте Беларуси // Літасфера. **1995_2**. № 3. С. 82–92.

Таусон Л.В. Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. М., **1977**.

Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М. Континентальная кора, ее состав и эволюция. М., **1988**.

Тектоника Белоруссии / Под ред. Р.Г. Гарецкого. Мн., **1976**.

Тектоника Евразии (Объяснительная записка к Тектонической карте Евразии. Масштаб 1 : 5 000 000) / Гл. ред. А.Л. Яншин. М., **1966**.

Тектоника запада Восточно-Европейской платформы / Под ред. Р.Г. Гарецкого. Мн., **1990**.

Тектоника Прибалтики / Под ред. П.И. Сувейздиса. Вильнюс, **1979**.

Тектоника Припятского прогиба / Под ред. Р.Г. Гарецкого. Мн., **1979**.

Тектоническая карта Белоруссии и сопредельных территорий. Масштаб 1 : 500 000 / Гл. ред. Р.Г. Гарецкий. М., **1974**.

Тектоническая карта республик Советской Прибалтики м-ба 1 : 500 000 / Под ред. А.А. Григялиса. Вильнюс, **1980**.

Тектоническая карта СССР и сопредельных стран м-ба 1 : 2 500 000 / Под ред. Н.С. Шатского. М., **1956**.

Тектоническая карта Украинской ССР и Молдавской ССР м-ба 1 : 1 000 000 / Под. ред. М.В. Муратова. Киев, **1971**.

Тектоническая терминология Белоруссии и Прибалтики. Мн., **1978**.

Тектоническая терминология Белоруссии и Прибалтики (локальные структуры). Мн., **1979**.

Терлецкий Б.К. Геологические исследования Белоруссии // Народное хозяйство Белоруссии. **1923**. № 5. С. 91–94.

Тихомиров С.В. Этапы осадконакопления девона Русской платформы. М., **1967**.

Тихомиров С.В., Пистрак Р.М. Развитие Припятского прогиба в конце франского и в фаменское время // Докл. АН СССР. **1955**. Т. 105. № 6. С. 1315–1317.

Тихонов С.А., Сергиенко В.Т. Глинистые минералы дерново-подзолистых почв Белоруссии, развитых на разных породах // Почвоведение и агрохимия. Мн., **1972**. Вып. 9. С. 62–71.

Тихонович Н.Н. Девонские отложения Русской платформы и Приуралья. М., **1951**.

Толстошеев В.И. Надсолевые девонские и каменноугольные отложения Припятского прогиба. Мн., **1988**.

Травников Б.Н. Тектоническое строение фундамента восточной части БССР по данным аэромагнитной съемки // Тез. докл. VII конф. геологов Прибалтики и Белоруссии. Таллинн, **1970**. С. 10–13.

Тутковский П.А. Более глубокие буровые скважины по соседству с бассейном р. Птичь. Буровая скважина 1914–1915 гг. в Минске в усадьбе Городской водопроводно-электрической станции // Мат. по исследованию рек и речных долин Полесья Полесской изыскательной партии. Киев, **1916**. Вып. 1.

Тутковский П.А. Предварительный отчет об исследованиях образцов, добытых из буровых скважин по р. Птичи Бобруйского и Игуменского уездов Минской губернии // Мат. по исследованию рек и речных долин Полесья Полесской изыскательной партии. Киев, **1916**. Вып. 1.

Тутковский П.А. Геологический очерк Минской губернии. Т. 1. Киев, **1916**; Т. 2. Киев, **1925**.

Тюремнов С.М. История развития торфяников БССР в послеледниковое время // Сб. науч. тр. Ин-та торфа АН БССР. Мн., **1951**. Вып. 1. С. 88–111.

Ульст Р.Ж., Гайлите Л.К., Яковлева В.И. Ордовик Латвии. Рига, **1982**.

Урьев И.И. К вопросу о наличии в Припятской впадине карбонатных образований петинского возраста // Региональная геология Прибалтики и Белоруссии. Рига, **1972**. С. 205–207.

Урьев И.И. Закономерности распространения мощностей саргаевского горизонта девона Припятского прогиба // Докл. АН БССР. **1990**. Т. 34, № 11. С. 1035–1038.

Урьев И.И. Палеогеография и фации воронежского этапа развития территории Беларуси в свете современных данных // Докл. АН Беларуси. **1992**. Т. 36, № 6. С. 538–543.

Урьев И.И., Анпилогов А.П. Подсолевой девон Припятской впадины (Региональные закономерности строения и состава). Мн., **1977**.

Урьев И.И., Валюкявичюс Ю.Ю., Каратаюте-Талимаа В.Н. Речицкий горизонт Припятского прогиба: строение и возраст по позвоночным // Докл. АН Беларуси. **1992**. Т. 36, № 5. С. 457–460.

Урьев И.И., Кручек С.А. Литолого-фациальные зоны задонско-елецкого межсолевого комплекса Припятской впадины // Литология, геохимия и перспективы на полезные ископаемые глубинных зон Белоруссии. Мн., **1975**. С. 124–135.

Ушаков С.А., Ясаманов Н.А. Дрейф континентов и климаты Земли. М., **1984**.

Ушакова З.Г. Нижнепалеозойская трапповая формация западной части Русской платформы // Основные и ультраосновные магматические формации платформ и подвижных поясов: Тр. ВСЕГЕИ. Нов сер. Л., **1962**. Т. 80. С. 3–108.

Ушко К.А. Лихвинский (чекалинский) разрез межледниковых озерных отложений // Ледниковый период на территории Европейской части СССР и Сибири. М., **1959**. С. 148–226.

Уэйджер Л., Браун Г. Расслоенные изверженные породы. М., **1970**.

Файтельсон А.Ш. Генетическая классификация платформенных тектонических структур и палеотектонические построения по геофизическим данным о глыбовой структуре фундамента // Сов. геология. **1965**. № 1. С. 76–94.

Фауна и флора Симбугино (опорный разрез акчагыла и апшерона Башкирии). Уфа, **1977**.

Формозова Л.Н. Закономерности образования вулканогенно-осадочных руд железа // Осадкообразование и полезные ископаемые вулканических областей прошлого. Т. II. М., **1968**. С. 7–153.

Фурсенко А.В. О верхнедевонских отложениях Припятского Полесья // Докл. АН СССР. Нов. серия. **1953**. Т. 90, № 2. С. 239–242.

Фурсенко А.В. О стратиграфии девонских отложений Припятского прогиба // Тр. Ленингр. об-ва естествоиспыт. **1957**. Т. 69. Вып. 2. С. 5–23.

Фурсенко А.В., Ковхуто М.Г. О франских и фаменских отложениях БССР и их фауне // Палеонтология и стратиграфия БССР. Мн., **1955**. Сб. 1. С. 60–87.

Фурсенко А.В., Фурсенко К.Б. Фораминиферы верхнего эоцена Белоруссии и их стратиграфическое значение // Палеонтология и стратиграфия БССР. Мн., **1961**. Сб. 3. С. 246–347.

Хаин В.Е. Региональная геотектоника. М., **1971**.

Хаин В.Е. Общая геотектоника. М., **1973**.

Хаин В.Е. Региональнаяая геотектоника. Внеальпийская Европа и Западная Азия. М., **1977**.

Хаин В.Е. Основные проблемы современной геологии (Геология на пороге XXI века). М., **1995**.

Хворова И.В. Кремненакопление в геосинклинальных областях прошлого // Осадкообразование и полезные ископаемые вулканических областей прошлого. Т. 1. М., **1968**. С. 9–136.

Хомич П.З., Никитин Е.А., Гришко А.И., Левый М.Г., Линник И.А., Парибок В.И., Деревянкин Ю.А., Шитц В.А., Дроздов В.А. Новая область развития кимберлитового магматизма на западе Восточно-Европейской платформы // Докл. АН Беларуси. **1993**. Т. 37, № 1. С. 83–86.

Хотинский Н.А. Голоцен Северной Евразии. М., **1977**.

Хотинский Н.А. Голоценовые хроносрезы: дискуссионные проблемы палеогеографии голоцена // Развитие природы территории СССР в позднем плейстоцене и голоцене. М., **1982**. С. 142–147.

Хотько Ж.П. Глубинное строение территории Белоруссии и Прибалтики по данным геофизики. Мн., **1974**.

Хотько Ж.П. Геофизика // Академия наук Белорусской ССР. Мн., **1979**. С. 380–385.

Хотько Ж.П., Бондаренко Б.В. Основные тектонические структурные элементы БССР по геофизическим данным // Докл. АН СССР. **1956**. Т. 106, № 4. С. 712–715.

Хотько Ж.П., Кузнецов Ю.Н. Геофизическая обсерватория Плещеницы (Минск). Мн., **1993**.

Хурсевич Г.К. Диатомеи из лихвинских отложений разреза скв. 7 у с. Гвозница Брестской обл., их стратиграфическое и палеогеографическое значение // Вопросы геологии, геохимии и геофизики земной коры Белоруссии. Мн., **1975**. С. 124–128.

Хурсевич Г.К. История развития диатомовой флоры озер Нарочанского бассейна. Мн., **1976**.

Хурсевич Г.К. Сукцессии диатомей в александрийских (лихвинских) пресноводных отложениях разреза Новые Беличи Слуцкого района Белорусской ССР // Систематика, эволюция, экология водорослей и их значение в практике геологических исследований. Киев, **1981**. С. 137–138.

Хурсевич Г.К. Стратиграфия плейстоценовых отложений Прибалтики по данным диатомового анализа // Палеогеография и стратиграфия четвертичного периода Прибалтики и сопредельных районов. Вильнюс, **1984**. С. 122–129.

Хурсевич Г.К. Основные закономерности развития пресноводной диатомовой флоры Беларуси в позднем кайнозое // Экология и география диатомовых водорослей. Мн., **1995**. С. 64–66.

Хурсевич Г.К., Логинова Л.П. Возраст и палеогеографические условия формирования древнеозерных отложений Речицкого Приднепровья (по данным изучения диатомей) // Плейстоцен Речицкого Приднепровья Белоруссии. Мн., **1986**. С. 76–142.

Хурсевич Г.К., Пршибыловска-Ланге В., Логинова Л.П. Об одновозрастности диатомовых флор плейстоценовых разрезов Красная Дуброва (БССР) и Фердинандов (ПНР) // Докл. АН БССР. **1990**. Т. 34, № 2. С. 179–183.

Хурсевич Г.К., Рэжегакова З. Новый вид *Actinocyclus muticus (Bacillariophyta)* из миоценовых отложений Южной Богемии // Бот. журнал. **1994**. Т. 79, № 2. С. 133–134.

Хурсевич Г.К., Рылова Т.Б., Феденя С.А. Биостратиграфия верхнего плейстоцена по опорным разрезам юго-восточной Беларуси // Літасфера. **1995**. № 2. С. 57–67.

Хурсевич Г.К., Феденя С.А. Микростратиграфия александрийских межледниковых отложений по данным диатомового анализа // Докл. НАН Беларуси. **1998**. Т. 42, № 5. С. 107–112.

Хурсевіч Г.К., Яловічава Я.К. Да пытання аб узросце і ўмовах фарміравання азерных дыятомавых парод на Дзяржынскім водазаборным участку // Новае ў геалогіі антрапагену Беларусі. Мн., **1979**. С. 35–42.

Цапенко М.М. Меловые отложения БССР // Изв. АН БССР. Сер. геол. **1947**. № 2. С. 64–99.

Цапенко М.М. К вопросу о геологической природе Полесья // Изв. АН БССР. Сер. геол. **1947**. № 2. С. 100–104.

Цапенко М.М., Махнач Н.А. Антропогеновые отложения Белоруссии. Мн., **1959**.

Цапенко М.М., Махнач Н.А. К стратиграфии антропогеновой толщи в долине Березины // Палеонтология и стратиграфия БССР. Мн., **1966**. Сб. 5. С. 298–327.

Цегельнюк П.Д. Волыно-Подольская окраина Восточно-Европейской платформы. Тиверская серия стратотипического разреза // Стратиграфия УССР. Т. IV. Ч. 2. Девон. Киев, **1974**. С. 42–54.

Цегельнюк П.Д. Стратиграфия отложений силура и нижнего девона Полесского погребенного массива и Брестской впадины // Палеонтология и стратиграфия верхнего докембрия и нижнего палеозоя юго-запада Восточно-Европейской платформы. Киев, **1976**. С. 77–91.

Цегельнюк П.Д. Стратиграфия ордовикских отложений Волынского поднятия и Брестской впадины // Геол. журнал. **1977**. Вып. 1. С. 84–92.

Цегельнюк П.Д., Гриценко В.П., Константиненко Л.И., Ищенко А.А., Абушик А.Ф., Богоявленская О.В., Дрыгант Д.М., Заика-Новацкий В.С., Кадлец Н.М., Киселев Г.Н., Сытова В.А. Силур Подолии: Путеводитель экскурсии. Киев, **1983**.

Цыбуля Л.А. Тепловой поток и геотермическое районирование западной части Восточно-Европейской платформы // Докл. АН БССР. **1984**. Т. XXVIII, № 2. С. 166–169.

Цырлина В.Б. Девонские отложения Припятской впадины // Геология, гидрогеология и нефтеносность Белоруссии: Тр. ВНИГРИ. Л., **1963**. Вып. 205. С. 315–405.

Цытленок А.М. Карбонатные отложения верхнего девона северо-востока Белоруссии: Автореф. дисс. ... канд. геол.-минер. наук. Мн., **1970**.

Цытленок А.М. Моллюски и седентарии девона Белоруссии // Палеонтология и ее роль в познании геологического строения территории Белоруссии. Мн., **1986**. С. 71–76.

Цытленок А.М. Тафаномия франской малакофауны Оршанской впадины // Палеонтология и современное состояние экологической среды Беларуси. Мн., **1998**. С. 22–30.

Чекунов А.В., Старостенко В.И., Красовский С.С., Кутас Р.И., Оровецкий Ю.П. Геотрансект Евро-3 (EU-3) // Геофиз. журнал. **1993**. Т. 15. № 2. С. 3–32.

Черемисинова Е.А. Диатомовые водоросли в отложениях экстрагляциальной зоны последнего оледенения // Мат. по геологии и полезным ископаемым северо-запада РСФСР. Л., **1966**. С. 168–179.

Чернышев Ф.Н. Материалы к изучению девонских отложений России // Тр. геол. ком. **1884**. Т. 1. № 3. С. 1–82.

Черняховский А.Б. О глубинности Нагорновской зоны разломов Житковичского горста (юг БССР) // Литология, геохимия и перспективы на полезные ископаемые глубинных зон Белоруссии. Мн., **1975**. С. 26–35.

Черняховский А.Б. Геохимические особенности формирования гранитоидов Житковичского горста в связи с их рудоносностью: Автореф. дисс. ... канд. геол.-минер. наук. Мн., **1978**.

Черняховский А.Б., Илькевич Г.И., Пасюкевич В.И., Доминиковский Г.Г. Об аналогах толкачевской свиты Украинского шита в кристаллическом фундаменте БССР // Докл. АН БССР. **1972**. Т. XVI, № 8. С. 735–738.

Четвериков С.Д. Руководство к петрохимическим пересчетам химических анализов горных пород и определению их химических типов. М., **1956**.

Чижова В.А. О возрасте межсолевой толщи Речицко-Вишанской группы нефтяных месторождений Белоруссии // Исследования в области нефтепромысловой геологии: Сб. научн. тр. ВНИИ. М., **1974**. Вып. 50. С. 238–248.

Чижова В.А. Опорные геологические разрезы нефтегазоносных провинций Европейской части СССР. М., **1985**.

Чумаков Н.М. Докембрийские тиллиты и тиллоиды: Автореф. дисс. ... канд. геол.-минер. наук. М., **1975**.

Шабловская Р.К., Авхимович В.И., Высоцкий Э.А. Литолого-геохимическое и стратиграфическое расчленение девона Петриковского месторождения калийных солей // Геология нерудных полезных ископаемых БССР. Мн., **1976**. С. 36–48.

Шабловская Р.К., Петрова Н.С. Анальцимсодержащие туфогенные глины надсолевых отложений Припятского прогиба // Докл. АН БССР. **1988**. Т. XXXII, № 8. С. 745–747.

Шалабода В.Л. Новые палеоботанические данные разреза Матвеев Ров, полученные по результатам спорово-пыльцевого анализа // Палеогеография кайнозоя Белоруссии. Мн., **1989**. С. 167–173.

Шатрубов Л.Л. Вещественный состав, метаморфизм и формационное положение железистых кварцитов Околовского месторождения Белоруссии: Автореф. дисс. ... канд. геол.-минер. наук. Киев, **1976**.

Шатский Н.С. О тектонике Восточно-Европейской платформы // Бюлл. МОИП. Отд. геол. **1937**. Т. 15. Вып. 1. С. 4–26.

Шатский Н.С. О древнейших отложениях осадочного чехла Русской платформы и о ее структуре в древнем палеозое // Изв. АН СССР. Сер. геол. **1952**. № 1. С. 17–32.

Шатский Н.С. О границе между протерозоем и палеозоем и о рифейских отложениях Русской платформы // Изв. АН СССР. Сер. геол. **1952**. № 5. С. 36–49.

Шатский Н.С. Избранные труды: В 3-х томах. М., **1963**. Т. 1.

Шемякин В.М. Петрология чарнокитоидов раннего докембрия. Л., **1988**.

Шеремет Е.М., Илькевич Г.И. Химический состав амфиболов кристаллических пород докембрия западной части Белоруссии // Геология, петрология и металлогения кристаллического фундамента Белоруссии. Мн., **1983**. С. 75–79.

Шик С.М. О самостоятельности московского оледенения // Бюл. Комис. по изуч. четверт. период. **1959**. Вып. 23. С. 46–56.

Шик С.М., Бирюков И.П. Стратиграфия нижнего и среднего плейстоцена центральных районов Европейской территории СССР // Четвертичный период: стратиграфия. М., **1989**. С. 27–35.

Шиманович В.М. Палеодинамика рассолов Припятской впадины // Докл. АН БССР. **1978**. Т. XXII, № 9. С. 821–824.

Шиманович В.М. Процессы доломитизации пород и эволюция подземных рассолов // Гидрогеология и нефтегазоносность. Мн., **1982**. С. 161–178.

Штукенберг А. Девонский бассейн Европейской России. Систематический список животных и растений с указаниями вертикального и горизонтального распространения отдельных видов // Тр. Санкт-Петербургского о-ва естеств. **1878**. Т. 9. С. 447–493.

Шульга П.Л. О палеозое Западной Волыни и юго-западной части Брестской области // Докл. АН СССР. **1951**. Т. 80, № 1. С 89–92.

Шульга П.Л. Схема стратиграфии палеозоя пивденно-західноі окраіны Російскоі платформи (Волинь і Поділля) // Геол. журнал. **1952**. Т. XII. Вып. 4. С. 22–40.

Шульдинер В.И. Докембрийский фундамент Тихоокеанского пояса и обрамляющих платформ (происхождение и эволюция): Автореф. дисс. ... докт. геол.-минер. наук. Владивосток, **1980**.

Щербак Н.П., Бартницкий Е.Н., Скобелев В.Н., Елисеева Г.Д., Левковская Н.Ю. Новые данные по радиологическому датированию докембрийских пород Украинского щита // Стратиграфия докембрийских образований Украинского щита. Киев, **1983**. С. 15–19.

Щербак Н.П., Горьковец В.Я., Додатко А.Д., Крестин Е.М., Пап А.М., Скарымнская Г.А., Снежко А.М., Струева О.М., Доленко В.Ю., Щеголев И.Н. Схема корреляции стратиграфических подразделений железисто-кремнистых формаций докембрия Европейской части СССР // Геол. журнал. **1986**. Т. 46, № 2. С. 5–17.

Щербак Н.П., Пап А.М., Бартницкий Е.Н., Заяц А.П. Уран-свинцовый изотопный возраст гранитоидов Белоруссии // Докл. АН БССР. **1990**. Т. 34, № 8. С. 740–743.

Эволюция земной коры в докембрии и палеозое (Саяно-Байкальская горная область) / В.Г. Беличенко, А.П. Шмотов, А.И. Седько и др. М., **1989**.

Экостратиграфия: Результаты исследований силурийских отложений белорусской части Полясско-Брестской впадины / В.И. Пушкин, В.Ф. Ропот, А.Ф. Абушик, А.З. Бразаускас, В.П. Гриценко, С.А. Кручек, Т.Л. Модзалевская, Т.И. Моисеева, Р.П. Мянниль, И.Ю. Пашкевичюс, Л.В. Пискун. Мн., **1991**.

Якобсон К.Э. Соотношение волынской серии и других подразделений верхнего докембрия на западе Русской платформы // Сов. геология. **1971**. № 2. С. 66–74.

Яковлева Н.С. Петрографический состав юрских углей западной части Припятского прогиба // Повышение качества и экономической эффективности геологоразведочных работ на уголь и горючие сланцы. М., **1990**. С. 238–241.

Якубовская Т.В. Палеогеография лихвинского межледниковья Гродненского Понеманья. Мн., **1976**.

100. Зак. 5046.

Якубовская Т.В. О находке плиоценовой семенной флоры у д. Колочин на Днепре // Докл. АН БССР. **1978**. Т. XXII, № 4. С. 359–362.

Якубовская Т.В. Плиоценовые флоры Белорусского Поднепровья // Палеокарпологические исследования кайнозоя. Мн., **1982**. С. 36–61.

Якубовская Т.В. Очерк неогена и раннего антропогена Понеманья. Мн., **1984**.

Якубовская Т.В. О выделении славичской свиты в отложениях белицкой серии неогена у г. Гродно // Докл. АН БССР. **1985**$_1$. Т. XXIX, № 3. С. 252–255.

Якубовская Т.В. Что такое "гомельский надгоризонт" и его флора // Геология и гидрогеология кайнозоя Белоруссии. Мн., **1985**$_2$. С. 20–26.

Якубовская Т.В. Строение и возраст Ведричских сещей // Плейстоцен Речицкого Приднепровья Беларуси. Мн., **1986**. С. 142–158.

Якубовская Т.В. О флоре антопольского горизонта Белоруссии // Докл. АН БССР. **1988**. Т. XXXII, № 7. С. 642-645.

Якубовская Т.В. Новый вид *Decodon* из раннечетвертичной флоры на юге Белоруссии // Докл. АН БССР. **1989**. Т. 33, № 11. С. 1028–1031.

Якубовская Т.В. О нижней границе четвертичной системы на территории Беларуси // Докл. АН Беларуси. **1992**. Т. 36, № 9–10. С. 822–826.

Якубовская Т.В. Проблемы стратиграфии неогена Беларуси // Літасфера. **1994**. № 1. С. 56–65.

Якубовская Т.В., Кондратене О.П. Данные спорово-пыльцевого и палеокарпологического анализа разреза Борки-2Г стратотипа беловежского межледниковья // Докл. АН БССР. **1991**. Т. 35, № 4. С. 346–350.

Якубовская Т.В., Назаров В.И. Стратиграфическая схема отложений эоплейстоцена Беларуси // Докл. АН Беларуси. **1993**. Т. 37, № 4. С. 100–104.

Якубовская Т.В., Рылова Т.Б. Позднекайнозойские флоры района проявления неогенового карста в окрестностях Березы // Флора и фауна кайнозоя Беларуси. Мн., **1992**. С. 76–94.

Якубовская Т.В., Хурсевич Г.К., Логинова Л.П. Первые сведения об ископаемой флоре Тонежского месторождения бурого угля // Докл. АН БССР. **1989**. Т. 33, № 7. С. 653–656.

Якубовская Т.В., Хурсевич Г.К., Рылова Т.Б. Новые данные о стратотипе беловежского межледниковья // Докл. АН БССР. **1991**. Т. 35, № 3. С. 262–265.

Якубоўская Т.В. Раннеантрапагенавыя насенныя флоры Беларускай грады і іх стратыграфічнае становішча // Даследаванні антрапагену Беларусі. Мн., **1978**. С. 93–105.

Якушко О.Ф. География озер Белоруссии. Мн., **1967**.

Якушко О.Ф. Белорусское Поозерье. Мн., **1971**.

Якушко О.Ф. Озероведение. География озер Белоруссии. Мн., **1981**.

Якушко О.Ф., Махнач Н.А. Основные этапы позднеледниковья и голоцена Белоруссии // Проблем палеогеографии антропогена Белоруссии. Мн., **1973**. С. 76–94.

Якушко О.Ф., Махнач Н.А., Богдель И.И. Зональные и провинциальные различия растительного покрова Белоруссии в голоцене // Развитие природы территории СССР в позднем плейстоцене и голоцене. М., **1982**. С. 168–173.

Якушко О.Ф., Рачевский А.Н., Жуховицкая А.Л., Еловичева Я.К., Богдель И.И., Власов Б.П. История озер Белоруссии // История озер Восточно-Европейской равнины. СПб., **1992**. С. 144–168.

Янкаускас Т.В. Биостратиграфия нижнего кембрия Литвы (по акритархам) // Докл. АН СССР. **1972**. Т. 205, № 5. С. 1186–1189.

Янкаускас Т.В. К стратиграфии кембрия Прибалтики // Региональная геология Прибалтики. Рига, **1974**. С. 16–25.

Янкаускас Т.В. Новые данные к истории геологического развития территории Прибалтики в кембрийский период // Изв. АН СССР. Сер. геол. **1975**. № 1. С. 112–118.

Ярцева М.В., Жмур С.И. Зональное расчленение палеоцена платформенной части Украины // Докл. АН СССР. **1972**. Т. 205, № 2. С. 439–441.

Abramenko V.I., Zinovenko G.V. Lithofacies of the Baltic series of the Lower Cambrian of the Podlasic-Brest Depression // Przegl. Geol. **1992**. Nr 2. S. 77–80.

Abramenko V.I., Zinovenko G.V., Lendzion K.V., Piskun L.V. Reference section and lithostratigraphy of the Cambrian and Vendian deposits in the Podlasic-Brest Depression // Przegl. Geol. **1992**. Nr 2. S. 69–77.

Aksamentova N.V. Petrological features of magmatic rocks from the Osnitsk-Mikashevichi Belt as indicators of the palaegeodynamics conditions of its formation // Eurobridge Workshop. Orkarshamn, **1996**. P. 1–2.

Avchimovitch V.I. Zonation and spore complexes of the Devonian and Carboniferous boundary deposits of the Pripyat Depression (Byelorussia) // Annales de la Société géologique de Belgique. T. 115, fasc. 2 (1992) **1993**.P. 425–451.

Avchimovitch V.I., Turnau E., Clayton Cr. Correlation of Uppermost Devonian and lower Carboniferous miospore zonations in Byelorussia, Poland and Western Europe // Annales de la Société géologique de Belgique. T. 115, fasc. 2 (1992) **1993**. P. 453–458.

Avkhimovitch V.I., Nekryata N.S., Obuchovskaya T.G. Devonian palynostratigraphy of the Pripyat depression, Byelorussia // Devonian of the World. Can. Soc. Petrol. Geol., Mem. 14, V. III. Calgary, **1988**. P. 559–566.

Badania evolucji dolin rzecznych na Białorusi-I / Pod red. T.Kalickiego. Wrocław, **1997**.

Balaga K. Vegetation history of the lake Lukcze environment (Lublin Polesie, E. Poland) during the Late-Glacial and Holocene // Acta Palaebotanica. **1982**. V. XXII (1). P. 7–22.

Baraniecka M.D. Profil Rozce na tle podstawowych osadów preglacialnych na poludniowym Mazowszu // Przegl. Geol. **1991**. Nr 5–6. S. 254–257.

Bassett M.G., Cocks L.R.M., Holland C.H., Rickard R.B., Warren P.T. The type Wenlock series // Rep. Institute of Geological Sciences. London, **1975**. V. 75/13.

Behre K.-E. Pollen and diatomeenanalytische Untersuchungen an letztinterglazialen Kieselgurlargern der Luneburger Heide // Flora (Jena). **1962**. Bd. 152, H. 2. S. 325–370.

Berggren W.A., Kent D.V., Swisher C.C. and Aubury M.-P. A revised Cenozoic geochronology and chronostratigraphy // Geochronology, time scales and global stratigraphic correlation. Tulsa (Oklahoma, USA). **1995**. P. 129–212.

***Berry W.B., Boucot A.J.*.** Correlation of the North American Silurian rocks // Geol. Soc. of America. Spec. Paper. **1970**. V. 102.

Blasius J.H. Reise in Europeishen Russland in den Jahren 1840 und **1841**. Bd. 1–2. Braunschweig. 1844.

Bogdanova S.V. Segments of the East European Craton // In D.G. Gee and M. Beckholmen (eds.): EUROPROBE in Jablonna. Institute of Geophysics, Polish Academy of Sciences — European Science Foundation. Warszawa, **1993**. P. 33–38.

Bogdanova S.V., Bibikova E.V., Gorbatschev R. Paleoproterozoic U-Pb zircon ages from Belorussia: new geodynamic implications for the East European Craton // Precambrian Res. **1994**. N 68. P. 231–241.

Bogdanova S.V., Gorbatschev R., Pashkevich I.K. and Orlyuk M.I. Riphean rifting and major Palaeoproterozoic boundaries in the East European Craton: geology and geophysics // Tectonophysics. **1996**. V. 268. P. 1–22.

Boucot A.J. Early Paleozoic evidence of continental drift: pro and contro // Plate tectonics — assessments and reassessments. Tulsa. (Oklahoma). **1974**. P. 273–294.

Budowa geologiczna Polski. T. 1. Stratygrafia. Cz. 1. Prekambor i paleozoic. Warszawa, **1968**.

Cepek A.G. Quaternary stratigraphy of the German Democratic Republic // Quaternary glaciations in the Northern Hemisphere. Quaternary Sciences Reviews. **1986**. 5. P.359–364.

Cocks L.R.M., Fortey R.A. Biogeography of Ordovician and Silurian faunas // Paleozoic palaegeography and biogeography. Memoir of Geological Society. **1990**. N 12. P. 97–104.

Cocks L.R.M., Woodcock N.H., Rickards R.B., Temple W.T., Lane P.D. The Llandovery series of the type area // Bulletin of British Museam (Natural History). Geology. **1984**. V. 38, N 3. P. 131–182.

Dąbrowski M.J. Póznoglacjalna i holoceńska historia lasów Puszczy Białowieskiej // Acta Societotis Botanicorum Oilaniae. **1959**. Nr 29. P. 197–248.

Dalinkevicius J. Kiek mes pazistame Lietuva geologriniu atzvilgiu ir kokie musų tyrinejimų uzdaviniai artimiausioje ateityje // Gamta. **1938**. Nr 2. P. 106–112.

Dronov A.V., Koren T.N., Popov L.E., Tolmacheva T.Ju., Holmer L.E. Uppermost Cambrian and Lower Ordovician in northwestern Russia: sequence stratigraphy, sea-level changes and bio-events // In J.D. Cooper, M.L. Droser, S.C. Finney (eds.): Ordovician Odyssey: Short Papers for the Seventh International symposium on the Ordovician System. Fullerton, **1995**. P. 319–322.

Dyakowska J. Roślinność plejstoceńska w Nowinach Żukowskich // Biul. Państw. Inst. Geol. Nr 67. Warszawa, **1952**. S. 115–181.

Elming S.A., Pesonen L.J., Leino M.A.H., Khramov A.N., Mikhailova N.P., Krasnova A.F., Mertanen S., Byllund G., Terho M. The drift of the Fennoscandian and Ukrainian Shield during the Precambrian: a palaeomagnetic analysis // Tectonophysics. **1993**. P. 117–198.

Erd K. Die bisherige botanische Erforshung des Iungpleistozans in Brandenburg // Wissenschaftliche Zeitschrift der Pädagogischen Hochschule Potsdam. **1960**. Bd. 6. H. 1/2. S. 69–82.

Erd K. Das Holstein-Interglazial von Granzin bei Hagenow (Südwestmeklenburg) // Geologie. **1969**. Jahrgang 18. Heft 5. S. 590–599.

Erd K. Pollenanalytische Gliderung des Pleistozäns der Deutschen Demokratischen Republik // Z. Geol. Wiss. Berlin. **1973**. Jb. 1, H. 9. S. 1087–1100.

Erd K. Pollenstratigraphie im Gebiet der skandinavischen Vereisungen // Z. Geol. Wiss. Berlin, **1978**. H. 9. S. 99–119.

Erd K., Muller A. Die Pleistozänprofile Phellheide und Wiedschutz, Bezirk Zeipzig, mit vollständigem Holstein-Integrazial // Z. Geol. Berlin. **1997**. H. 5. S. 745–765.

Fourtanier E., Gasse F. Premiers jalons d'une biostratigraphie et évolution des diatomées lacustres d'Afrique depuis 11 M.a. // Compt. Rend. Hebd. Séances Acad. Sci. Paris, **1988**. T. 306. Serie II. P. 1401–1408.

Frenzel B. Die Klimaschwankungen des Eiszeitalter. Vieweg und Sohn. Braubschweig, **1967**.

Gailius R., Grigelis A., Jankauskas T. and others. Lietuve Geologija. Vilnius, **1994**.

Garetskiy R.G., Aysberg R.E., Astapenko V.N., Belinskiy A.A., Dankevich I.V., Karatayev G.I., Kozlovskaya E.G., Terletskiy V.V. The Central Belarussian geotransect EUROBRIDGE: preliminary results // Eurobridge Workshop Vilnius-Dubingiaai. 12–16 June 1997. Abstracts. Vilnius, **1997_1**. P. 20.

Garetsky R., Aizberg R., Karabanov A., Karataev G. Beziehungen zwischen den Hauptlithosphärengrenzen im Westen des Osteuropäischen Kratons (IGCP-Projekt 346) // Brandenburgische Geowissenschaftliche Beiträge. **1997_2**. Bd. 4, H. 1. S. 55–56.

Grimm E.C. Tilia and Tilia graph: pollen spreadsheets and graphics programs // 8th international palynological congress. Program and abstracts. Aix-en-Provence, **1992**. P. 56.

Halicka A., Kardymowicz I. Materiały do charakterystyki petrograficznej zabyłkowych głazów narzutowych Wileńszyzny. Wykaz zabyłkowych głazów narzutowych Wileńszyzny (w latach 1935–1939) // Pr. Muz. Ziemi. 38. Warszawa, **1986**. S. 55–64.

Hjelmroos M. The Holocene development of lake Wielkie Gacho, NW Poland, a palaeoecological study // Acta Palaeobotanica. **1982**. V. XXII (1). P. 23–46.

Holland C.H., Lowson I.D., Walmsley V.G. The Silurian rocks of the Ludlow district, Shropshire // Bulletin of British Museum (Natural History). Geology. **1963**. V. 8, N 3. P. 93–171.

Hurtig E., Cermak V., Halnel R., Zui V. Geothermal Atlas of Europe at a scale 1:2500000. Printed by Herman Haack. Verlagsgeseleschaft mbH Gotha. Germany. **1992**.

Iosifidi A.G., Khramov A.N., Bylund G., Bogdanova S. New palaeomagnetic data from Ukrainian Shield and its bearing to the Fennoscandia-Sarmatia relationship // In V.A. Glebovitsky and A.B. Kotov (eds.): Precambrian of Europe: Stratigraphy, structure, evolution and mineralization. Abstracts. St.-Peterburg, **1995**. P. 43.

Jaanusson V. Ordovician // In C. Teichert (ed.): Treatise of invertebrate paleontology. Part A. Introduction. Geological Society of America and University of Kansas Press. **1979**. P. 136–166.

Jakubovskaja T. Evolution of flora and climate in the Miocene of Belarus // Paleofloristic and paleoclimatic changes during Cretaceous and Tertiary. Bratislava, **1993**. P. 153–158.

Janczyk-Kopikowa Z. Flora interglacjału mazowieckiego w Ferdynandowie (Flora of the Mazovian Interglacial at Ferdynandów) // Biul. Inst. Geol. **1975**. Nr 290. S. 5–94.

Janczyk-Kopikowa Z. Analiza pyłkowa plejstoceńskich osadów z Kaznowa i Krępca (Pollen analysis of the Pleistocene sediments at Kaznów and Krępiec) // Biul. Inst. Geol. **1981**. Nr 321. S. 249–258.

Janczyk-Kopikowa Z. Problems of the palynostratigraphy of the Pleistocene in Poland and the palynological analysis of interglacial deposits from Besiekierz (Central Poland) // Annales Universitatis Mariae Curie-Skladowska (Lublin). **1991_1**. Sect. B. V. XLVI. P. 1–26.

Janczyk-Kopikowa Z. The Ferdynandów Interglacial in Poland // Kwartalnik Geol. **1991_2**. T. 35, Nr 1. S. 71–80.

Janczyk-Kopikowa Z., Mojski J.E., Rzechowski J. Position of the Ferdynandow Interglacial, Middle Poland, in the Quaternary stratigraphy of the European Plain // Biul. Inst. Geol. **1981**. Nr 335. S. 65–79.

Juskowiakowa M. Bazalty wschodniej Polski // Biul. Inst. Geol. 1971. Nr 245. S. 173–241.

Juskowiakowa M., Juskowiak O. Przejawy magmatyzmu palozoicznego // Skały platformy precambryjskiej w Polsce. Częsć 2. Pokrywa asadowa. **1974**. S. 72–83

Juskowiakowa M., Juskowiak O., Ryka W. Iotnik w północno-wschodniej Polsce // Biul. Inst. Geol. **1967**. Nr 197. S. 23–58.

Kabailene M., Raukas A. Stratigraphy of lake and bog deposits and climatic changes in the Late-Glacial and Holocene in the Soviet Baltic Republics // Boreas (Oslo). **1987**. V. 16. P. 125–131.

Kalicki T. Budowa teras i wiek rowniny zalewowej Berezyny kolo Borisowa (Bełarus) // Przegl. Geogr. **1991**. T. LXIII. Z. 3–4. S. 363–377.

Kalicki T., Sańko A.F. Genesis and age of the terraces of the Dnieper river between Orsha and Shklov, Byelorussia // Geographia Polonica. **1992**. Nr 60. S. 151–174.

Kalicki T., Sańko A.F., Zernicka V., Litvinjuk G. Ewolucja doliny Dzwiny na Nizinie Suraskiej w póznym glacjale i hołocenie // Badania ewolucjii dolin rzęcznych na Białorusi. Kraków, **1997**. S. 7–21.

Kalicki T., Zernicka V.P., Pietuchowa N.N., Sańko A.F. i in. Postglacjalna ewolucja dolinz Niemna poniżej Grodna // Poleogeografia górnego plejstocenu i holocenu wschodniej Polski i Białorusi. Polsko-Białoruskie seminarium. **1998**. S. 17–18.

Kaljo D. Silurian bioevent — a part of the IGCP Project 216 "Global biological events in the Earth history" // Izvestiya AN Estonia, Geologiya. **1991**. V. 40, N 2. P. 41–42.

Karabanov A., Garetzky R., Levkov E., Aizberg R. Zur neotektonischen Entwicklung des südostlichen Ostseebeckens (Spatoligozän-Quartär) // Z. Geol. Berlin., **1994**. Bd. 22, H. 1/2. S. 271–274.

Karabanov A., Levkov E. Active faults and their manifestation in the Baltic sea basin topography within the territory of Belarus. Geological history of the Baltic sea // Abstract volume of Field Symposium (Lithuania, September 8–12, 1996). Vilnius, **1996**. P. 40–41.

Karabanov A., Levkov E., Aizberg R. Neotectonics of Belarus // Z. Geol. Wiss. Berlin, **1996**. Bd. 24, H. 1/2. S. 113–119.

Khursevich G.K. Neogene diatom assemblages from Byelorussia and their stratigraphic significance // Acta Geologica Scientiarum Hungaricae. **1982**. V. 23 (1–2). P. 123–134.

Kohlman-Adamska A. Pollen analysis of the Neogene deposits from the Wyrzysk region, north-western Poland // Acta Palaeobot. **1993**. N 3 (1). P. 91–299.

Krebs W.N. The biochronology of freshwater planktonic diatom communities in western North America // Proceedings of the 11th International Diatom Symposium (J.P. Kociolek, ed.). San Francisco: California Academy of Sciences. **1994**. P. 485–499.

Krebs W.N., Bradbury J.P., Theriot E. Neogene and Quaternary lacustrine diatom biochronology, western U.S.A. // Palaios. **1987**. V. 2. P. 505–513.

Kruchek S., Obukhovskaya T., Valiukevicius J. Rechitsa horizon — a marker of important geological events in the Late Devonian of the East European Platform // The Third Baltic Stratigraphical Conference (Abstracts). Tartu, **1996**. P. 33.

Kruchek S.A., Strelchenko M.V. Conodonts in Early Famennian (Devonian) ecosystems of the Pripyat Trough (Belarus) // Seventh International Conodont Symposium held in Europe. Abstracts. Bologna-Modena. **1998**. P. 58–59.

Kruchek S., Valiukevicius J., Marss T. Vertebrate microremains from the Lower Devonian (Lochkovian) deposits of Belarus // The Third Baltic Stratigraphical Conference (Abstracts). Tartu, **1996**. P. 34.

Kruchek S., Vysotsky E., Obrovets S. Stratigraphy and oil content of Middle Famennian evaporite deposits of the Pripyat Trough // Extended Abstracts. V. 2. EAGE 60th Conference and Technical Exhibition in Leipzig, 8–12 June.1998. Leipzig, **1998**. P. 543.

Krüger I. Erdebnisse der quantitativen Diatomeenanalyse im mittleren und nordlischen Teil der DDR // Z. Geol. Wiss. Berlin, **1975**. H. 9. S. 1179–1195.

Krupinski K.M. Sukvesja roślin ibterglacjału mazowieckiego w Białej Podlaskiej // Przegląd Geol. **1988**. T. 36, Nr 11. S. 647–654.

Krutous E. Seed florae investigation in bottomset beds of recent lakes in Byelorussia // Methods for the investigation of lake deposits: palaeoecological and palaeoclimatological aspects. Vilnius, **1987**. P. 106–115.

Kulczyński S. Stratigrafja torfowisk Polesia // Prace Biura meljoracjii Polesia. Kraków, **1930**. T. 1.

Lashocas E., Paskevicius I., Paskeviciene L., Saladzius V. Ordovician stratigraphic scheme // Catalogue of the Vendian-Devonian stratotypes of Lithuania. Vilnius, **1993**. P. 33–61.

Latalowa M. Major aspects of the vegetational history in the Eastern Baltic coastal zone of Poland // Acta Palaeobotanica. **1982**. V. XXII (1). P. 47–63.

Lendzion K. O stratygrafii kambru platformowego w Polsce // Kwart. Geol. **1969**. T. 13, Nr 3. S. 501–509.

Lendzion K. Fauna of the Mobergella zone in the Polish Lower Cambrian // Kwart. Geol. **1975**. T. 19, Nr 2. S. 237–241.

Lendzion K. Rozwój kambryiskich osadów platformowych Polski. Warszawa, **1983**.

Levkov E., Garetzky R., Karabanov A., Aizberg R. Neogeodynamics of Belarus // Technika Poszukiwan Geologicznych. Geosynoptyka i Geotermia. (Kraków). **1995**. Nr 3. S. 22–30.

Lindner L. Main units of subdivision of Pleistocene of Poland (in Polish with English summary) // Genesa, lithologia i stratygrafia utworów czwartorzędowych. **1991**. T. 50. S. 519–530.

Lindner L., Dzitzek J., Lamparski Z., Marks L., Nitychoruk J. Zarys stratygrafii Polski: glówne poziomy osadów glacjalnych i interglacjalnych oraz ich rozprzestrzenienie // Przegl. Geol. **1995**. T. 43, Nr 7. S. 586–591.

Lindner Z., Marciniak B., Ziembińska-Tworzydło M. Osady interglacjalne w Faleciach oraz ich znaczenie dla stratygrafii plejstocenu w dorzeczu dolinej Pilicy (Polska srodkowa) // Annales Societatis Geologorum Poloniae. **1991**. V. 61. S. 231–256.

Mai D.H. Florenzonen und Klimawechsel im Tertiar der Lausitz // Brandenbuzgische Geowiss. Beitz. **1994**. Bd. 1, N 1. S. 90–99.

Mai D.H., Walther H. Die oligozänen und untermiozänen floren NW-sachsens und des Bitterfelder Raumes // Abh. Staatl. Mus. Mineral. Geol. Dresden, **1991**. Bd. 38.

Mamakowa K. Late Middle Polish glaciation, Eemian and Early Vistulian vegetation at Imbramowice near Wrocław and the pollen stratigraphy of this part of the Pleistocene in Poland // Acta palaeobotanica. **1989**. V. 29, N 1 (Warszawa-Kraków). P. 11–176.

Mamakowa K., Velichkevich F.Yu. Exotic plants in the floras of the Mazovian (Alexandrian) Interglacial of Poland and Belarus // Acta Palaeobot. V. 33 N 2. **1993**. P. 305–319.

Mangerud J., Andersen S.T., Bergluna B.E., Donner J.J. Quaternary stratigraphy of Norden: a proposal for terminology and classification // Boreas. **1974**. V. 3, N 1. P. 109–128.

Marciniak B. Okrzemki srodkowego plejstocenu w osadach jeziornych / '. ;psa (Wyzyna Lubelska) // Kwart. Geol. **1980**. T. 24, Nr 2. S. 349–360.

Marciniak B. Diatoms in the Mazovian Interglacial of the Lublin Upland // Bulletin de l'Académie Polonaise des Sciences. Série des sciences de la terre. **1982**. V. 30, N 1–2. P. 77–85.

Marciniak B. Diatoms in the Mazovian (Holstein, Likhvin) interglacial sediments of south-eastern Poland // 8th Diatom Symposium. **1984**. P. 483–494.

Marciniak B. Dominant diatoms in the interglacial lake sediments of the Middle Pleistocene in Central and Eastern Poland // Hydrobiologia. **1990**. V. 214. P. 253–258.

Marciniak B., Kowalski W. Dominant diatoms pollen, chemistry and mineralogy of the Eemian lacustrine sediments from Nidzica (Northern Poland): a preliminary report // Pol. Arch. Hydrobiol. **1978**. V. 25. N 1/2. P. 269–281.

Mark-Kurik E. Stage boundary problems in the East Baltic Devonian // The Third Baltic Stratigraphical Conference (Abstracts) .Tartu, **1996**. P. 39–41.

Markwick A.J.W., Downes H., Veretennikov N. The lower crust of the SE Belarus: petrological and geochemical constraints // Eurobridge Workshop, Abstracts, 12—16 June, 1997. Vilnius-Dubingiai, Lithuania, **1997**. P. 51.

Matveev A.V., Krutous E.A., Zernitskaya V.P. Geochronology of the Holocene of the Belorussian Polessie // Radiocarbon. **1993**. V. 35, N 3. P. 435–439.

Menke B. Vegetationsgeschichte und Florenstratigraphie Nordwest Deutschland im Pliozän und Frühquartür. Mit einem Beitrag zur Biostratigraphie des Weichselfrühglazial // Geol. Jb. (Hannover). **1975**. H. 26.

Modlinski Z. Stratygrafia i rozwój ordowiku w północno-wschodnej Polsce // Pr. Inst.Geol. **1973**. T. LXXII (72).

Modliński Z. Stratygrafia i litofacje ordowiku zachodniej części syneklizy Perybałtyckiej // Biul. Inst. Geol. **1976**. Nr 270. S. 86–105.

Modlinski Z. Rozwój litofacjalny i paleotektoniczny ordowiku na obszarze platformy prekamryjskiej w Polsce // Pr. Inst. Geol. **1982**. T. CII (102).

Modlinski Z. Stratygrafia posttremadockich osadów ordowiku Lubelszczyzny // Kwart. Geol. **1984**. T. 28, Nr 1. S. 1–16.

Modlinski Z. Uwagi o biostratygrafii osadów ordowiku wschodniej częsci obnizenia podlaskiego // Kwart. Geol. **1990**. T. 34, Nr 4. S. 585–610.

Modlinski Z., Nehring-Lefeld M., Sudovcev V. Post-Tremadoc Ordovician sediments of the Polish-Ukrainian boundary // Geological Quarterly. **1995**. V. 38, N 2. P. 165–176.

Mojski J.E. Geology of Poland. V. 1 (Stratygraphy. Pt. 3b. Cainozoic. Quaternary). Warszaw. **1985**.

Mojski J.E. Europa w plejstocene: ewolucja srodowiska przyrodniczego. Warszawa, **1993**.

Nehring-Lefeld M. Konodonty ordowickie obnizenia podlaskiego // Kwart. Geol. **1987_1**. T. 31, Nr 2/3. S. 279–322.

Nehring-Lefeld M. Malzoraczki wenloku z wybranych otworów wiertniczych zapadliska Podlaskiego // Biul. Inst. Geol. **1987_2**. Nr 254. S. 145–182. Tabl. I–X.

Noryskiewicz B. Lake Steklin — a reference site for the Dobrzyn–Chelmno lake district, N. Poland – report on palaeoecological studies for the IGCP Project № 158B // Acta Palaeobotanica. **1982**. V. 22, N 1. P. 65–83.

Pawlowskaja I. Glówne cechy rozwóju sieci rzęcznej na terytorium Białorusi w interglacjałach aleksandryjskim (mazowieckim) i murawinskim (eemskim) // Stratygrafia pleistocenu Polski. Warszawa, **1996**. S. 45–50.

Pavlovskaya I.E., Zernitskaya V.P. Post-pingo forms of Belarus // Quaternary deposits and neotectonics in the area of Pleistocene glaciations. Abstract. Minsk, Belarus, 1997. C. 51–52.

Pearce T.H., Gormen B.E., Birkett T.C. The relationship between major element chemistry and tectonic environment of basic and intermediate volcanic rocks // Earth Planet. Sci. Lett. **1978**. V. 67, N 3. P. 271–323.

Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G. Trace elements discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks // Joun. of Petrol. **1984**. V. 25. P. 956–983/

Piskun L.V. Paleophytic characteristics of the Upper Vendian and Cambrian deposits of Byelorussia // Przegl. Geol. **1992**. Nr 2. S. 81–90.

Piskun L.V., Zinovenko G.V. Paleogeography of the Lower Cambrian deposits of Byelorussia // Przegl. Geol. **1992**. Nr 2. S. 90–93.

Piwocki M., Ziembińska-Tworzydło M. Litostratygrafia i poziomy sporowo-pyłkowe neogenu na Niz. Polskim // Przegl. Geol. **1995**. T. 4, Nr 11. S. 916–927.

Planderova E., Ziembińska-Tworzydło M., Grabowska J., et al. On paleofloristic and palaeoclimatic changes during the Neogene of Eastern and Central Europe on the basis of palynological research // Palaeofloristic and paleoclimatic changes during Cretaceous and Tetiary. Bratislava, **1993**. P. 119–129.

The Pleistocene Boundary and the beginning of the Quaternary / Ed. John A. Van Couvering. Cambridge, **1996**.

Pożaryski W. Południwo-zachodnia krawędź Fenno-Sarmacji // Kwart. Geol. **1957**. Nr 3–4. S. 383–420.

Pożaryski W. Jednostki geologiczne Polski // Przegl. Geol. **1963**. Nr 1. P. 4–10.

Pożaryski W. Powierzchnia skonsolidowanego podłoża // Geofiz. i geol. naft. **1970**. Nr 3–4.

Pushkin V.I., Modzalevskaya T.L. Silurian and Lower Devonian brachiopod and bryozoan communities of south-western Byelorussia // In A.J. Boucot, J.D. Lowson (eds.): Final Report of Project Ecostratigraphy. Cambridge University Press. **1997**.

Pushkin V., Popov L. Early Ordovician bryozoan from north-western Russia // Palaeontology. London, **1999**. V. 42. Part 1.

102. Зак. 5046.

Ralska-Jasiewiczowa M. Isopollen maps for Poland: 11000 years BP // New-Rhytal. **1983**. N 94. P. 133–175.

Ralska-Jasiewiczowa M., Starkel L. Record of the hydrological changes during the Holocene in the lake, mire and fluvial deposits of Poland // Folia Quarter. **1988**. N 57. P. 91–127.

Ryka W. Formacja jotnicka // Skały platformy prekambryjckiej w Polsce. Cz. 1. Podłoże krystaliczne. Warszawa, **1973**. S. 113–119.

Saarse L. Holocene environmental variations on the Haanja heights, Estonia // Quanternary deposits and neotectonics in the area of Pleistocene glaciations. Minsk, **1997**. P. 59.

Sadowska A. Plioceńskie flory południowo-zachodniej Polski // Problemy młodszego neogenu i eoplejstocenu w Polsce. Wrocław, **1987**. P. 43–52.

Serieysso I.K., Gasse F. Diatomées néogènes du Massif Central francais: quelques faits biostratigraphiques // Compt. Rend. Hebd. Séances Acad. Sci. Paris, **1991**. T. 312. Série II. P. 957–964.

Shchipansky A.A., Bogdanova S.V. The Sarmatian crustal segment: Precambrian correlation between the Voronezh Massif and the Ukrainian Shield across the Dnieper-Donets Aulacogen // Tectonophysics. **1996**. N 268. P. 109–125.

Sim L.A. Neotectonic stress fields of the East European platform (EEP) and adjacent structures // Літасфера. **1996**. № 5. C. 100–107.

Sim l., Bryatseva G., Levkov E., Karabanov A., Aizberg R. The neotectonic stress of Belarus and the Baltic countries // Technika Poszukiwan Geologicznych. Geosynoptyka i Geotermia. Kraków, **1995**. Nr 3. S. 53–57.

Simakowa G. Paleogeography and geochronology of the Neolithic settlements of north-eastern Belarus in the Holocene // Adstract The 5th European palaeobotanical and palynological conference. Cracow, **1998**. P. 234.

Sobolewska M. Wyniki analizy pyłkowej osadów interglacjalnych z Olszewic (Pollen analysis of the interglacial deposits of Olszewice on the Wieprz River) // Biul. Inst. Geol., Warszawa, **1956**. Nr 100. S. 271–290.

Sobolewska M. Osady interglacjalne w Lukowie na Podlasiu w świetle analizy pyłkowej // Biul. Inst. Geol. **1969**. Nr 220. S. 105–114.

Sokołowski S., Znosko J. Mapa tectoniczna Polski // Atlas geologiczny Polski. Warszawa, **1958**. Tabl. 7.

South-West Border of the East European Platform. Tectonic Map 1:1500000. Berlin, **1988**$_1$. 2 sheets.

South-West Border of the East European Platform. Lithologicpaleogeographical Map. Middle Cambrian 1 : 500000. Potsdam, **1988**$_2$. 2 sheets.

Spjeldnaes N. Ordovician climatic zones // Norsk. Geol. Tidsskr. **1961**. V. 41. Part 1. P. 45–77.

Spjeldnaes N. The palaeogeography of the Tethyan region during the Ordovician // In C.G. Adams, E. Ager (eds.): Aspects of Tethyan biogeography. Systematics Ass. New York, **1967**. P. 45–57.

Stachurska A., Dyior S., Sadowska A. Plioceński profil z Ruszowa w swiece analizy botanicznej // Kwart. Geol. **1967**. Nr 11. S. 353–371.

Stancikaite M., Ostrauskas T. Peculiarities of Duba and Gruda lakes sediments stratigraphy (Lithuania) in connection with early inhabitans in lakes environs // Quaternary deposits and neotectonics in the area of Pleistocene glaciations. Minsk, **1997**. P. 67.

Starkel L. Paleogeografia holocenu. Warszawa, **1977**.

Starkel L. Correlation of paleohydrological changes in Central Europe // Evolution of the Vistula river valley during the last 15000 years. Wrosław, **1996_1**. V. 1. N 9. P. 106–109.

Starkel L. The upper Vistula catchment on the background of the changes in the fluvial systems in Europe and in the temperate zone. // Evolution of the Vistula river valley during the last 15000 years. Part VI, Wroclaw, **1996_2**, P. 102-128.

Stuchlik L. Przegląd badań paleobotanicznych osadów plioceńskich i wczesnoplejstoceńskich Polski Sródkowej i wczesnoplejstoceńskich Polski Sródkowej i Poludniowej // Problemy mlodszego neogenu i eoplejstocenu w Polsce. Ossolineum. Wrocław, **1987**. S. 53–63.

Stuchlik L. Some Late Pliocene and Early Pleistocene pollen profiles from Poland // NATO ASI Series. **1994**. V. 127. P. 371–382.

Sujkowski Z. O znalezieniu granitów na Polesiu na północ od Prypieci // Pos. Nauk. P.I.G., N 18. Warszawa, **1927**.

Sujkowski Z. Osady ladowe, prawdopodobnie dolnokarbonskiego wieku na wschodnim Polesiu // Panswowy Institut Geologieczny. Biulletyn 15. Warszawa, **1939**.

Sundblad K., Mansfeld J., Motuza G. et al. Geology, geochemistry and age of a Cu-Mo bearing granite at Kabelia, South Lithuania // Mineral. and Petrol. **1994**. V. 50. P. 43–57.

Szyperko-Sliwczyska A. Trias dolny w północno-wschodniej Polsce. Warszawa, **1979**.

Teller L. The Silurian biostratigraphy of Poland based on graptolites // Acta geologica Polonica. **1969**. V. 19, Nr 3. P. 393–501.

Teller L. Biostratygrafia osadów sylurskich z profilu Bachus 1 (Wschodnia Polska) // Acta geologica Polonia. **1975**. V. 25, Nr 4. P. 567–576.

Tomczyk H., Tomzykowa E. Development of Ashgil and Llandovery sediments in Poland // In Bassett M.G. (ed.): The Ordovician System. Proceedings of Palaeontological Association Symposium. University of Wales, Press and National Museum of Wales, Cardiff, **1976**. P. 327–347.

Tomczyk H., Tomzykowa E. The development of the Proto-Tethys ocean and its influence on the differentiation of Paleozoic Deposits in Poland // Bulletin de l'Académie Polonaise des Sciences. Série des sciences de la terre. **1979**. V. 26, N 2. P. 103–118.

Tomczykowa E. The standard Upper Silurian Siedlce and Podlasie Series in Poland and their European correlation // Bulletin de l'Académie Polonaise des Sciences. Série des sciences de la terre. **1982 (1983)**. V. 30, N 1–2. P. 45–57.

Tomczykowa E., Tomczyk H. Middle Silurian in the Podlasie Depression (Eastern Poland) // Biul. Inst. Geol. **1979_1**. Nr 318. T. 1. S. 59–103.

Tomczykowa E., Tomczyk H. Stratigraphy of the Polish Silurian and Lower Devonian and development of the Proto-Tethys // Acta Paleontologia Polonica. **1979_2**. V. 24, Nr 1. P. 165–183.

Turekian K.K., Vedepohl K.N. Distribution of the elements in some major units of the earth's crust // Bull. Geol. Amer. **1961**. V. 72, N 2. P. 175–190.

Turner Ch. The correlation and duration of Middle Pleistocene Interglacial periods in northwest Europe // In K.W. Butzer and G.L. Isaac. (ed.): After Australopithecines. Mouton Publishers. The Hague, **1975**. P. 259–308.

Valiukevicius J. Acanthodian zonal sequence of Early and Middle Devonian in the Baltic basin // Geologija, 17. Vilnius, **1994**. P. 115–125.

Valiukevicius J., Talimaa V. and Kruchek S. Complexes of vertebrate microremains and correlation of terrigenous Devonian deposits of Belarus and adjacent territories // Ichthyolith Issues. Special Publication 1. Socorro, New Mexico, **1995**. P. 53–59.

Valiukevicius J., Zeiba S., Narbutas V. Devonian // Catalogue of the Vendian-Devonian stratotypes of Lithuania. Vilnius, **1993**. P. 86–104.

Veski S. The Holocene development of lake Maardu and the vegetational history of North-Estonia. Uppsala, **1992**. N 165.

Veski S. Vegetation history, humman impact and palaeogeography of West Estonia. Pollen analytical studies of lake and bog sediments // Striat. Uppsala, **1998**. V. 38. P. 1–120.

Vinokurov V., Komarovsky M. The conservation of the geological heritage of Belarus // II International Symposium for the Conservation of our Geological Heritage. Book of abstracts Italy, Roma, **1996**. P. 107.

Vinokurov V., Komarovsky M. Experience of enriching the geological heritage of Byelorussia // ProGEO'97 Proceedings, The Second General Assembly of the European Association for the Conservation of the Geological Heritage, Estonia, Tallinn, **1997**. P. 77–82.

Vinokurov V., Komarovsky M. The most valuable Geosites of Belarus // The Workshop ProGEO'97 Program of "Draft Candidate List of Geosites Representative of Central Europe". Polska, Krakow, **1999**. C. 91–96.

Vonderberghe J., Kasse C. Periglacial environments during the Early Pleistocene in the southern Netherlands and northern Belgium // Paleg. Paleool. Paleoc. **1989**. V. 72.

Zagwijn W.H. Aspects of the Pliocene and Early Pleistocene vegetation in the Netherlands // Meded. Geol. Stichting. Serie C III. **1960**. N 1–3. P. 1–78.

Zagwijn W.H. Pollen analytic investigations in the Tiglian of the Netherlands // Meded. Geol. Sticht. **1963**. N 16. P. 47–71.

Zagwijn W.H. An outline of the Quaternary stratigraphy of the Netherlands // Geol. en Mijnbouw. **1985**. V. 64. P. 17–24.

Zagwijn W.H. Vegetation and climate during warmer intervals in the Late Pleistocene of Western and Central Europe // Quater. Intern. **1989_1**. V. 3/4. P. 57–67.

Zagwijn W.H. The Netherland during the Tertiary and the Quaternary: a case history of coastal lowland evolution // Geol. en Mijnbouw. **1989_2**. V. 68. P. 107–120.

Zernickaya V.P. Paleogeografia białoruskiego Polesia w późnym glacjale i hołocenie (The paleogeography of Belorussian Poles'ye in the Lake Glacial period and in the Holocene) // Pszegl. Geogr. **1996**. T. LXIII. Z. 1–2. S. 137–149.

Zernitskaya V.P. Stages of the main of oldest species distribution in Belarus in the Late Glacial time and the Holocene // Climate and environment changes in East Europe during Holocene and Late-Middle Pleistocene. Moscow, **1995**. P. 28–38.

Zernitskaja V.P. The evolution lakes in the Polesie in the Late Glacial and Holocene // Quaternary International, **1997**. V. 41/42. P. 153–160.

Zernitskaya V.P., Zhukhovitskaya A.L., Vlasov B.P. Late Glacial and Holocene history of vegetation in the northern Belarus and evolution stages of lake Dolgoe // Abstracts of the 5th European Polaeobotanical and Palynological Conference. Crakow, **1998**. C. 206.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Научное издание

А.С. Махнач, Р.Г. Гарецкий, А.В. Матвеев и др.

ГЕОЛОГИЯ БЕЛАРУСИ

Редактор *Я. И. Аношко*
Художественные редакторы *В. И. Шкуратов, М. М. Жингель*
Корректор *Я. И. Аношко*
Компьютерные набор и верстка *В.В. Гулис, Н. А. Давыдович, Е. В. Касперович*
Ответственный за выпуск *Д.В. Храмцов*

Сдано в набор 13.03.2000. Подписано в печать 29.01.2001. Формат 84x108 1/16. Бумага офсетная. Гарнитура Таймс. Офсетная печать. Усл. печ. л. 101,75. Усл. кр.-отт. 101,75. Уч.-изд. л. 96,85. Тираж 1000 экз. Заказ 5046

Налоговая льгота – Общегосударственный классификатор Республики Беларусь
ОКРБ 007-98, ч. 1; 22. 11. 20. 500.

Отдел книжно-журнальных изданий и оперативной полиграфии Института геологических наук НАН Беларуси.
220114, Минск, ул. Купревича, 7. ЛВ № 214.

Набор и верстка выполнены на компьютерах Института геологических наук НАН Беларуси.
Отпечатано с готовых диапозитивов в типографии "Победа".
222310, г. Молодечно, ул. Тавлая, 11.